



**HAL**  
open science

# Étude des remontées de nappe de Paris et de la Petite Couronne lors des épisodes de crue de la Seine et de la Marne

Mathias Maillot

► **To cite this version:**

Mathias Maillot. Étude des remontées de nappe de Paris et de la Petite Couronne lors des épisodes de crue de la Seine et de la Marne. Hydrologie. Université Paris sciences et lettres, 2019. Français. NNT : 2019PSLEM057 . tel-02510302

**HAL Id: tel-02510302**

**<https://pastel.hal.science/tel-02510302>**

Submitted on 17 Mar 2020

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**THÈSE DE DOCTORAT**  
**DE L'UNIVERSITÉ PSL**

Préparée à MINES ParisTech

**Étude des remontées de nappe de Paris et de la petite couronne lors des épisodes de crue de la Seine et de la Marne.**

Soutenue par

**Mathias MAILLOT**

Le 18 novembre 2019

École doctorale n°398

**Géosciences Ressources  
Naturelles et Environnement**

Spécialité

**Géo-ingénierie**

Composition du jury :

Philippe ACKERER Directeur de Recherche, Université de Strasbourg	<i>Rapporteur</i>
Julio GONCALVES Professeur, CEREGE	<i>Rapporteur</i>
Nathalie DÖRFLIGER Directrice de recherche, BRGM	<i>Examinateur</i>
Valérie PLAGNES Professeur, Sorbonne Université	<i>Présidente</i>
Anne-Marie PRUNIER-LEPARMENTIER Ingénieur expert, IGC	<i>Examinatrice</i>
Nicolas FLIPO Maître de recherche, MINES ParisTech	<i>Directeur de thèse</i>
Agnès RIVIÈRE Chargée de recherche, MINES Paris- Tech	<i>Co-directrice</i>
Marc VINCENT Ingénieur, EPTB Seine Grands Lacs	<i>Co-directeur</i>
Patrick GOBLET Directeur de recherche, MINES Paris- Tech	<i>Invité</i>



# Table des matières

Remerciements	XV
Introduction générale	1
<b>I Présentation des problématiques de remontées de nappe en agglomération parisienne</b>	<b>13</b>
<b>1 Définition du phénomène de remontée de nappe</b>	<b>15</b>
1.1 Systèmes emboîtés d'interfaces nappe-rivière . . . . .	16
1.2 Le risque inondation et la vulnérabilité aux remontées de nappe . . . . .	19
1.3 Processus des inondations par remontée de nappe . . . . .	21
1.3.1 Inondation par remontée d'un aquifère régional . . . . .	22
1.3.2 Dynamique de la nappe alluviale en période de crue . . . . .	24
1.4 Spécificités du milieu urbain . . . . .	27
1.4.1 Caractéristiques générales des écoulements en milieu urbain . . . . .	27
1.4.2 Milieu hydrogéologique de l'agglomération parisienne . . . . .	29
1.5 Points clés . . . . .	32
<b>2 Présentation du contexte hydrologique et hydrogéologique de l'agglomération parisienne</b>	<b>33</b>
2.1 Définition locale de l'environnement parisien . . . . .	34
2.1.1 Cadre géographique de l'agglomération parisienne . . . . .	34
2.1.2 Fonctionnement du réseau d'assainissement de l'agglomération parisienne . . . . .	35
2.1.3 Hydraulique fluviale de la Seine et de la Marne . . . . .	37
2.1.4 Géologie de l'agglomération parisienne . . . . .	38
2.2 Contexte du bassin versant amont de Paris . . . . .	40
2.2.1 Géographie du bassin versant de la Seine . . . . .	40
2.2.2 Géologie du bassin de la Seine . . . . .	44
2.3 Définition de la stratégie de suivi hydrologique et hydrogéologique de l'agglomération parisienne . . . . .	45
2.3.1 Dispositif de suivi hydrologique . . . . .	45
2.3.2 Dispositif de suivi du niveau piézométrique . . . . .	46
2.3.3 Rôle du comité de pilotage de l'action 1.1.5 du PAPI SMF . . . . .	48
2.4 Points clés . . . . .	51

<b>II</b>	<b>Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique</b>	<b>53</b>
<b>3</b>	<b>Technical note : Water table mapping accounting for river-aquifer connectivity and human pressure</b>	<b>55</b>
3.1	Résumé . . . . .	56
3.2	introduction . . . . .	57
3.3	Mapping Methodology . . . . .	60
3.3.1	First Guess - Simulations without considering the river water level . . . . .	62
3.3.2	Water table mapping accounting for uncertain SW-GW connectivity . . . . .	65
3.4	Results – Water table mapping of Paris urban area . . . . .	68
3.4.1	Paris urban area . . . . .	68
3.4.2	UZD datasets : Low and High flow campaigns . . . . .	69
3.4.3	Reference DEM for each campaign . . . . .	71
3.4.4	Variograms . . . . .	72
3.4.5	Assessing the disconnection criteria . . . . .	72
3.4.6	Sensitivity analysis of the disconnection criteria . . . . .	74
3.4.7	Final mapping integrating SW-GW connectivity . . . . .	76
3.5	Conclusion . . . . .	80
3.6	acknowledgements . . . . .	80
3.7	Points clés . . . . .	82
<b>4</b>	<b>Description du fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne</b>	<b>83</b>
4.1	Méthodologie d'analyse du fonctionnement hydrogéologique . . . . .	84
4.2	Analyse globale des cartes piézométriques de l'agglomération parisienne . . . . .	87
4.3	Définition du fonctionnement hydrogéologique suivant le contexte hydrologique . . . . .	89
4.4	Description de fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne par zone . . . . .	92
4.4.1	Zone amont de Paris : de la plaine alluviale à la confluence Seine-Marne . . . . .	92
4.4.2	Zone aval de Paris : Boucle de Gennevilliers et plaine de la Vieille Mer . . . . .	93
4.4.3	Zone centrale : Paris et Hauts-de-Seine . . . . .	97
4.5	Points clés . . . . .	102
<b>III</b>	<b>Modélisation hydrogéologique</b>	<b>103</b>
<b>5</b>	<b>Outils de modélisation de bassin versant</b>	<b>105</b>
5.1	Utilisation et développement de la plateforme de modélisation CaWaQS . . . . .	106
5.1.1	Définition des modules de la plateforme CaWaQS . . . . .	106
5.1.2	Module souterrain Libaq . . . . .	107
5.1.3	Discrétisation de l'équation de diffusivité . . . . .	109
5.2	Problématique des aquifères à surface libre . . . . .	113
5.2.1	Caractéristiques de l'écoulement de la nappe libre . . . . .	113
5.2.2	Développement de l'approximation de la nappe libre . . . . .	115
5.3	Points clés . . . . .	118

<b>6</b>	<b>Conceptualisation et construction du modèle hydrogéologique de Paris et de la petite couronne (PPC)</b>	<b>119</b>
6.1	Définition des géométries lithologiques prises en compte dans le modèle . . . . .	120
6.1.1	Présentation du domaine modélisé . . . . .	120
6.1.2	Maillage du modèle . . . . .	122
6.1.3	Définition de la géométrie des aquifères modélisés . . . . .	122
6.1.4	Définition de la perméabilité initiale . . . . .	128
6.2	Définition des conditions aux limites du modèle . . . . .	131
6.2.1	Correspondance géométrique entre le modèle Seine et le modèle PPC . . . . .	131
6.2.2	Définition des flux souterrains aux limites latérales et inférieures du modèle PPC	133
6.2.3	Recharge par drainance . . . . .	134
6.2.4	Condition aux limites en rivière . . . . .	135
6.2.5	Données de prélèvement . . . . .	136
6.3	Points clés . . . . .	138
<b>7</b>	<b>Optimisation des paramètres du modèle hydrogéologique</b>	<b>139</b>
7.1	Stratégie générale de l'optimisation des paramètres . . . . .	140
7.2	Programme de calibration PEST - Méthode GLMA . . . . .	141
7.2.1	Linéarisation du problème d'inversion . . . . .	142
7.2.2	Fonctionnement de la méthode GLMA . . . . .	143
7.2.3	Intégration des connaissances sur la perméabilité par régularisation de Tikhonov	145
7.2.4	Utilisation de la version parallélisée de PEST . . . . .	146
7.3	Étape d'optimisation en régime permanent . . . . .	146
7.3.1	Données de référence pour l'optimisation . . . . .	147
7.3.2	Définition de la zonation et des valeurs initiales de perméabilité . . . . .	148
7.3.3	Conditions aux limites du régime permanent . . . . .	150
7.4	Étape d'optimisation en régime transitoire . . . . .	150
7.4.1	Données de référence . . . . .	151
7.4.2	Conditions aux limites hydrauliques . . . . .	151
7.4.3	Valeur initiale des paramètres . . . . .	152
7.5	Étape de validation . . . . .	152
7.5.1	Données de référence . . . . .	152
7.5.2	Conditions aux limites hydrauliques . . . . .	153
7.6	Résultats et interprétations . . . . .	153
7.6.1	Résultats de l'optimisation de la perméabilité en régime permanent . . . . .	153
7.6.2	Piézométrie simulée en régime permanent . . . . .	156
7.6.3	Ré-évaluation des débits pompés à Paris intramuros . . . . .	157
7.7	Résultats de l'optimisation en régime transitoire . . . . .	158
7.7.1	Optimisation exploratoire de la porosité de drainage . . . . .	158
7.7.2	Estimation d'une valeur de conductance en rivière . . . . .	159
7.7.3	Ré estimation des débits pompés en période de crue . . . . .	160
7.7.4	Résultat final de l'optimisation du paramètre de porosité de drainage . . . . .	160
7.8	Évaluation des résultats de calibration . . . . .	162
7.8.1	Validation à partir de la simulation de la crue de janvier 2018 . . . . .	162

7.8.2	Points clés et pistes d'amélioration de l'optimisation des paramètres hydrodynamiques . . . . .	163
<b>IV</b>	<b>Modélisation du fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne en période de crue</b>	<b>165</b>
<b>8</b>	<b>Simulation hydrogéologique de scénarios de crue</b>	<b>167</b>
8.1	Méthodologie de modélisation et d'interprétation des scénarios de crue . . . . .	168
8.1.1	Définition des scénarios de crue . . . . .	168
8.1.2	Description des scénarios de pompage . . . . .	170
8.2	Méthodes d'analyse des résultats . . . . .	171
8.3	Amplitude des remontées de nappes simulées . . . . .	172
8.3.1	Impacts des crues sur l'amplitude des remontées de nappes avec l'action de pompes permanentes . . . . .	174
8.3.2	Impacts des crues sur l'amplitude des remontées de nappes en l'absence de pompes . . . . .	174
8.3.3	Impacts des crues sur l'amplitude des remontées de nappes en cas de défaillance des pompes . . . . .	175
8.3.4	Synthèse . . . . .	175
8.4	Évolution des échanges nappe-rivière durant la crue de 1910 (scénario R1.15) . . . . .	175
8.4.1	Cartographie du système d'échange nappe-rivière . . . . .	175
8.4.2	Évolution du type de relation nappe-rivière au cours des scénarios de crue . . . . .	177
8.5	Dynamiques de remontées de nappe . . . . .	180
8.5.1	Temps de propagation de l'onde de crue dans l'aquifère superficiel . . . . .	180
8.5.2	Vitesse de propagation de l'onde de crue . . . . .	183
8.6	Points clés . . . . .	185
<b>9</b>	<b>Risque inondation par remontées de nappe de l'agglomération parisienne</b>	<b>187</b>
9.1	Méthodologie de cartographie du risque inondation par remontées de nappe . . . . .	188
9.1.1	Cartographie de l'aléa lié aux inondations par remontées de nappe . . . . .	188
9.1.2	Données employées pour l'étude de la vulnérabilité au risque inondation par remontées de nappe . . . . .	189
9.2	Remontées et débordements de nappe en agglomération parisienne . . . . .	191
9.2.1	Vulnérabilité des niveaux de sous-sol de l'agglomération parisienne . . . . .	191
9.2.2	Comparaison des résultats de modélisation aux connaissances sur les emprises d'inondation . . . . .	193
9.3	Impact des remontées de nappe sur les infrastructures . . . . .	195
9.3.1	Profil piézométrique de la zone centrale de Paris . . . . .	195
9.3.2	Vulnérabilité du réseau de transport souterrain . . . . .	199
9.4	Points clés . . . . .	202
	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>203</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>212</b>

*TABLE DES MATIÈRES*

V

**Annexe**

**I**

Cartes piézométriques de la nappe superficielle de l'agglomération parisienne . . . . .

I

Résultats de calibration du modèle hydrogéologique . . . . .

IV

Validation de la calibration du modèle hydrogéologique . . . . .

VIII

Piézométrie Instantanée des scénarios de crue . . . . .

IX



# Table des figures

1	Carte de localisation administrative de Paris et de la petite couronne . . . . .	2
1.1	Échelles emboîtées des interactions nappe - rivière (Stonedahl et al. 2010 modifié par Flipo et al. 2014) . . . . .	18
1.2	Représentation de l'interdépendance des réseaux critiques en zone urbaine (CEPRI, 2016)	20
1.3	Évolution du niveau piézométrique de la craie du bassin versant de la Somme modélisé et observé, avant et pendant la crue de la Somme de 2001, modifié d'après Habets et al. (2010) . . . . .	23
1.4	Hydrogramme de la Seine à Bazoches-les-Bray . . . . .	25
1.5	Schéma conceptuel des écoulements souterrains d'une plaine alluviale en période de crue (modifié d'après Labarthe 2016) . . . . .	25
1.6	Schéma illustrant la rencontre des eaux infiltrées et des eaux initiales de la nappe alluviale, selon Jung et al. (2004), l'élévation rapide du niveau piézométrique au droit de cette rencontre constitue une barrière hydraulique aux écoulements souterrains de la plaine alluviale (modifié d'après Winter et al. 1998). . . . .	26
1.7	Schéma représentant le conditionnement de la nappe par la présence de structures souterraines (d'après Attard 2017) . . . . .	29
1.8	Schéma représentant les interactions nappe-rivière lors d'une montée des eaux en milieu urbain (d'après IGC - Ville de Paris et PSSIZ 2006) . . . . .	31
2.1	Carte de l'occupation du sol de l'agglomération parisienne (Copernicus Land Monitoring Service, 2012). . . . .	35
2.2	Mode de fonctionnement du réseau d'assainissement de l'agglomération parisienne (d'après (Lotfi et al., 2016)). . . . .	37
2.3	Cote NGF de la ligne d'eau de la Seine en retenue normale ( $Q < 600 \text{ m}^3/\text{s}$ ) et des retenues à l'amont des écluses. . . . .	38
2.4	Coupe schéma géologique de Paris (Prunier-Leparmentier, 1988) . . . . .	39
2.5	Carte de l'occupation du sol du bassin Seine-Normandie (CORINE Land Cover 2006 d'après Gallois and Viennot 2018) . . . . .	41
2.6	Répartitions des sous-bassins versant situés à l'amont de Paris, périmètre de l'EPTB SGL et localisation des réservoirs . . . . .	42
2.7	Débits moyens mensuels observés sur la Seine à la station de Paris Austerlitz . . . . .	43
2.8	Carte géologique simplifiée du Bassin parisien (d'après Mégnien 1980) . . . . .	44
2.9	Réseaux de piézomètres suivis par l'IGC et les conseils départementaux du 94 et 93, et sélection de piézomètres implantés par la Société du Grand Paris dans la nappe alluviale.	48

2.10	Carte de répartition des piézomètres relevés lors des campagnes de relevés synchrones d'octobre 2015, d'avril 2016 et de juin 2016. Emprise de la zone prioritaire définie lors des comités de pilotage de l'action 1.1.5 du PAPI SMF. . . . .	50
3.1	Flow chart for the mapping of water table. Steps 1 to 4 for first guess map. Step 5 for the final map. UZD : unsaturated zone depth. Diamonds display raw data, ellipses display input data after pre-processing and squares display intermediary products. . .	61
3.2	Alluvial plain and regional substratum of the Paris urban area. piezometers location for the two campaigns : low water campaign (LWC) and high water campaign (HWC).	70
3.3	Experimental variogram and fitted variogram model of unaffected UZD data and Gaussian score, for LWC dataset in the left column (a., b.) and HWC dataset in the right column (c., d.) . . . . .	73
3.4	Temporal analysis charts for SW-GW connection status determination : (a) recorded time-series for river, disconnected piezometer and connected piezometer ; (b) relationship between standardized river level and UZD for disconnected piezometer and connected piezometer. . . . .	75
3.5	Graphical representation for disconnection criteria adjustment : (a) map of observed SW-GW status related to estimated SW-GW connection status using the optimal 0.75 m value for disconnection criteria ; (b) Relative number of valid SW-GW connection status out of 9 disconnected cross-sections and 9 connected cross-sections. . . . .	77
3.6	Final water table maps obtained using ordinary kriging of UZD deduced from the reference DEM for a) LWC and b) HWC. The disconnected reaches of the river network are indicated in red for a disconnection criteria of 0.75 m . . . . .	78
4.1	Carte topographique, dénomination des reliefs de l'agglomération parisienne, et délimitation des sous-zones piézométriques . . . . .	86
4.2	Cartes piézométriques de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne pour la période de basses eaux (a.) et pour la période de hautes eaux (b.) . . . . .	88
4.3	Mesures mensuelles centrées réduites de trois piézomètres proches de la Seine à Paris et niveau d'eau de la Seine sur la période 1989 - 2018 . . . . .	90
4.4	Cartes piézométriques de l'aquifère superficiel à l'amont de la confluence entre la Seine et la Marne. a. Carte piézométrique de basses eaux (octobre 2015). b. Carte piézométrique de hautes eaux (juin 2016). . . . .	94
4.5	Cartes piézométriques de l'aquifère superficiel de la boucle de Gennevilliers et de la vallée de la Vieille Mer. a. Carte piézométrique de basses eaux (octobre 2015). b. Carte piézométrique de hautes eaux (juin 2016). . . . .	96
4.6	Cartes piézométriques de l'aquifère superficiel de Paris et de la boucle de Boulogne-Billancourt. a. Carte piézométrique de basses eaux (octobre 2015). b. Carte piézométrique de hautes eaux (juin 2016). c. Carte piézométrique de hautes eaux (janvier 2018).	99
4.7	Représentation du dénoisement des alluvions de la Seine à Paris en fonction de l'épaisseur des alluvions et du niveau piézométrique. a. Épaisseur mouillée et zones dénoyées des alluvions en période de basses eaux (octobre 2015). b. Épaisseur mouillée et zones dénoyées des alluvions en période de hautes eaux (juin 2016). c. Épaisseur mouillée et zones dénoyées des alluvions en période de hautes eaux (janvier 2018). d. Carte de l'épaisseur totale des alluvions utilisée pour identifier les zones d'alluvions dénoyées. .	101

5.1	Schéma du fonctionnement de la plateforme de modélisation des hydrosystèmes Ca-WaQS (Labarthe, 2016) . . . . .	108
5.2	Schéma représentant les variations lithologiques d'une maille. Description du calcul de la transmissivité dans le cas d'un aquifère captif (a) et dans le cas d'un aquifère libre (b). . . . .	114
5.3	Maillage du cas test (mailles 500m). . . . .	116
5.4	Profils de la piézométrie calculée par la solution analytique, simulation de la piézométrie en nappe captive et simulation de la piézométrie en hypothèse de nappe libre. . . . .	116
6.1	Log géologique commenté extrait de la notice géologique de Paris à 1/50000 (Soyer, 1953a). Les ensembles hydrogéologiques sont encadrés selon leur caractéristique. . . . .	121
6.2	Présentation de la discrétisation des ensembles aquifères du modèle de Paris petite couronne (PPC) . . . . .	122
6.3	Emprises des couches géologiques renseignées au sein de l'aquifère superficiel. . . . .	124
6.4	Schéma explicatif de la procédure de krigeage des altitudes et des épaisseurs locales utilisant les données régionales en dérive externe. . . . .	126
6.5	Cartes de l'épaisseur de chacune des couches géologiques reportée sur le maillage de l'aquifère superficiel. (a.) Épaisseur des alluvions modernes (b.) épaisseur des alluvions anciennes (c.) épaisseur du Bartonien (d.) épaisseur des Marnes et Caillasses (e.) épaisseur du Calcaire Grossier (f.) épaisseur de l'Yprésien . . . . .	127
6.6	Carte du toit de la Craie obtenue par krigeage du modèle hydrogéologique de Paris (Lamé, 2013) avec la carte dressée par Diffre (1969) en dérive externe. . . . .	128
6.7	Histogramme du logarithme décimal des mesures de K de la BD SONGE par couche géologique du modèle. (a.) histogramme des mesures des alluvions modernes (b.) histogramme des mesures des alluvions anciennes (c.) histogramme des mesures du Bartonien (d.) histogramme des mesures des Marnes et Caillasses (e.) histogramme des mesures du Calcaire Grossier (f.) histogramme des mesures de l'Yprésien . . . . .	131
6.8	Extension des couches représentées dans le modèle Seine (B. Labarthe 2016) . . . . .	132
6.9	Schéma représentatif de la correspondance entre les aquifères modélisés à l'échelle locale et à l'échelle régionale. . . . .	133
6.10	Flux régionaux imposés aux limites nord, sud, Est et Ouest de l'aquifère superficiel et de la craie sous-jacente. Les valeurs de couleur noire correspondent aux flux moyens pris en compte pour le régime permanent, les valeurs apparaissant en rouge correspondent aux flux de période de basses eaux et les valeurs apparaissant en bleu correspondent aux flux de période de hautes eaux. . . . .	134
6.11	Carte des zones de recharges, de prélèvement et de conditions aux limites en rivière et du modèle hydrogéologique. . . . .	137
7.1	Représentation dans l'espace des paramètres calculés lors des itérations de PEST et des contours de la fonction objectif correspondante (Doherty et al., 1994) . . . . .	145
7.2	Carte représentant les observations, les conditions imposées en rivières et la spatialisation de la perméabilité prise en compte lors de la calibration de la perméabilité . . . . .	147
7.3	Hydrogramme de crue de mai-juin 2016 observé et simulé par Hydrariv à la station Paris Austerlitz . . . . .	152
7.4	Hydrogramme de crue de janvier 2018 observé et simulé par Prose à la station Paris Austerlitz . . . . .	153

7.5	Récapitulatif des résultats de calibration de la perméabilité en régime permanent. a) Carte des biais absolus, et statistiques générales associées, b) Évolution de la fonction objectif en fonction des itérations de calibration, c) graphique des hauteurs d'eau simulées en fonction des hauteurs d'eau observée avant calibration et après calibration.	156
7.6	Piézométrie de l'aquifère superficiel du modèle hydrogéologique simulée en régime permanent après calibration de la perméabilité des couches géologiques de cet aquifère.	157
7.7	Carte des biais absolus obtenus à l'issue de l'étape de calibration exploratoire . . . . .	159
7.8	Récapitulatif des résultats de calibration de la porosité de drainage en régime transitoire. a) Statistiques générales des résultats de calibration, b) évolution de la fonction objectif en fonction des itérations de calibration, c) carte des biais absolus obtenus à la suite de la calibration finale, d) graphique de la hauteur d'eau moyenne de chaque piézomètre simulée et observée pour la calibration exploratoire et la calibration finale. . . . .	162
7.9	Récapitulatif des résultats de la validation de la calibration sur la simulation de la crue de janvier 2018. a) Carte des biais absolus moyens obtenus à la suite de la validation, b) statistiques générales des résultats de validation, c) graphique de la hauteur d'eau moyenne de chaque piézomètre simulée et observée pour la validation . . . . .	163
8.1	Hydrogrammes de crue simulés et observés. a) Crue de janvier 1910. b) Crue de janvier 1955 . . . . .	170
8.2	Cartes des variations maximales des amplitudes de remontée de nappe. Crue de 1955 : a) avec pompages permanents, b) avec arrêt de pompages, c) sans pompages, crue de 1910 (R1.0) : d) avec pompages, e) avec arrêt de pompages, f) sans pompages, crue de 1910 (R1.15) : g) avec pompages, h) avec arrêt de pompages, i) sans pompages. . . . .	173
8.3	Évolution de la relation nappe-rivière au cours du scénario de crue 1910 (1.15) avec arrêt des pompages au pic de crue. . . . .	177
8.4	Évolution de la longueur des tronçons (km) correspondant aux types de relations nappe-rivière pour chacun des scénarios de crue et de pompage. Crue de 1910 (R1.0) : a) avec pompages permanents, b) avec arrêt de pompages, c) sans pompages, crue de 1910 (R1.15) : d) avec pompages, e) avec arrêt de pompages, f) sans pompages, crue de 1955 : g) avec pompages, h) avec arrêt de pompages, i) sans pompages. . . . .	179
8.5	Cartes représentant le décalage entre la date du pic de crue en rivière et du pic piézométrique en nappe. a) Crue de 1955 avec pompages, b) Crue de 1955 avec arrêt de pompages, c) Crue de 1955 sans pompages, d) Crue de 1910 (R1.0) avec pompages, e) Crue de 1910 (R1.0) avec arrêt de pompages, f) Crue de 1910 (R1.0) sans pompages, g) Crue de 1910 (R1.15) avec pompages, h) Crue de 1910 (R1.15) avec arrêt de pompages, i) Crue de 1910 (R1.15) sans pompages . . . . .	182
9.1	Cartes représentant les zones affectées par le débordement de nappe et les niveaux de sous-sol affectés par le maximum piézométrique atteint lors des différents scénarios. a) Crue de 1955 avec pompages, b) Crue de 1955 avec arrêt de pompages, c) Crue de 1955 sans pompages, d) Crue de 1910 (R1.0) avec pompages, e) Crue de 1910 (R1.0) avec arrêt de pompages, f) Crue de 1910 (R1.0) sans pompages, g) Crue de 1910 (R1.15) avec pompages, h) Crue de 1910 (R1.15) avec arrêt de pompages, i) Crue de 1910 (R1.15) sans pompages . . . . .	192
9.2	Comparaison des résultats de simulation du scénario de crue 1910 (1.15) avec les plus hautes eaux connues (a) et l'emprise des caves inondées lors de la crue de 1910 (b). . . . .	194

9.3	Carte de localisation du profil piézométrique de Paris . . . . .	196
9.4	Profil piézométrique situé au centre de Paris, allant de la place de la Concorde à la gare St-Lazare. a) Crue de 1910 (R1.15) avec pompages. b) Crue de 1910 (R1.15) avec arrêt de pompages. c) Crue de 1910 (R1.15) sans pompages. . . . .	198
9.5	Carte des stations de métro impactées (hormis la ligne 14) par les remontées de nappe lors des scénarios modélisés. Nombre de scénarios ayant entraîné des venues d'eau dans les stations (a), nombre de scénarios ayant entraîné le passage de la nappe au-dessus de la station (b). . . . .	199
9.6	Pourcentages de stations touchées par des venues d'eau (a) ou situées sous le niveau de nappe (b) lors des différents scénarios modélisés pour chaque ligne de métro ainsi que pour l'ensemble du réseau. . . . .	200
9.1	Carte piézométrique de la nappe phréatique (1858) dressée par Delesse (1862) d'après Lamé (2013) . . . . .	I
9.2	Carte piézométrique de la nappe phréatique (1965) en période de basses eaux dressée par Diffre (1969) d'après Lamé (2013) . . . . .	II
9.3	Carte piézométrique de la nappe phréatique (1989) en période de basses eaux dressée par Prunier-Leparmentier 1990, d'après Lamé (2013) . . . . .	III
9.4	Carte piézométrique de la nappe phréatique en octobre 2010 dressée par Lamé (2013) et Zéglil (2011) . . . . .	IV
9.5	Résultats de modélisation du scénario de crue de 1955 avec pompages permanents . . . . .	IX
9.6	Résultats de modélisation du scénario de crue de 1955 avec arrêt des pompages . . . . .	X
9.7	Résultats de modélisation du scénario de crue de 1955 sans pompages . . . . .	XI
9.8	Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.0) avec pompages permanents	XII
9.9	Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.0) avec arrêt des pompages	XIII
9.10	Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.0) sans pompages . . . . .	XIV
9.11	Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.15) avec pompages permanents	XV
9.12	Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.15) avec arrêt des pompages	XVI
9.13	Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.15) sans pompages . . . . .	XVII



# Liste des tableaux

1.1	Liste de plusieurs études de cas de remontées de nappe selon le contexte hydrogéologique mis en jeu. . . . .	22
3.1	Values for the capillary fringe height, regarding the lithology, after Gillham (1984) . .	67
3.2	Overview of the used samples for the application of water table mapping . . . . .	71
3.3	Length of disconnected sections, connected gaining sections and connected losing sections and head difference between water table and riverbed calculated from preliminary mapping, for LWC and HWC . . . . .	79
4.1	Longueur des tronçons de rivière en fonction du type de relation nappe rivière pour la carte de basses eaux et la carte de haute eaux . . . . .	89
5.1	Notation des paramètres nécessaires à la résolution de l'équation de diffusivité discrétisée	111
5.2	RMSE (root mean square error) et ME (mean error) des résultats obtenus comparés à la solution analytique . . . . .	116
6.1	Valeurs de perméabilité prises en compte en point de départ de la calibration, et valeurs de référence des études antérieures . . . . .	130
7.1	Perméabilités obtenues par la calibration, les valeurs s'éloignant de plus d'un ordre de grandeur de la valeur initiale sont soulignées, et celles s'éloignant de plus de trois ordres de grandeur sont mises en gras. . . . .	154
7.2	Valeurs de porosité de drainage obtenues à l'issue de la calibration . . . . .	161
8.1	Tableau récapitulatif des crues associées à leur période de retour établies lors de la révision du PPRI de Paris de 2007 . . . . .	169
8.2	Vitesse moyenne de propagation du pic de crue le long des profils du Val-de-Marne, du pont de la Concorde et de la Vieille Mer en fonction du scénario de crue et de pompage.	184



# Remerciements

Voici le paragraphe des remerciements ! Dans le sens de la lecture, c'est le début du manuscrit de thèse, pour moi, c'est le point final de trois années de thèse. C'est le moment de mentionner tous ceux qui ont activement, ou passivement pris part à ce travail, en apportant leur expertise scientifique et technique, ainsi que les "bonnes ondes" m'ayant assuré un environnement de travail propice.

En premier lieu, je remercie mon directeur de thèse, Nicolas Flipo, pour son implication active dans ce travail, ses conseils et ses idées originales et innovantes. Son dynamisme et sa pugnacité m'ont permis d'avancer et de garder la motivation tout le long de cette thèse. Je remercie également ma co-directrice de thèse, Agnès Rivière, qui m'a accordé sa confiance depuis mon stage de fin d'étude et m'a fait découvrir le monde de la recherche. Je la remercie d'avoir pris le temps de me transmettre ses compétences et de m'avoir apporté un soutien sans faille durant ces trois années de thèse. Enfin, merci à mon co-directeur de thèse Marc Vincent, d'avoir garanti la cohérence entre objectifs scientifiques et opérationnels. J'ai pu bénéficier de sa grande disponibilité, y compris en périodes de crue ou d'étiage, de ses connaissances scientifiques, de son pragmatisme et de sa méticulosité en toutes circonstances. Je remercie spécialement Patrick Goblet qui a permis la mise en place du projet de cette thèse, et qui a enrichi ce travail avec son expérience et son savoir-faire jusqu'à la soutenance de thèse.

Je tiens à remercier l'ensemble des membres du jury d'avoir accepté d'examiner et d'évaluer ce travail de thèse. Merci à Philippe Ackerer et Julio Goncalves, rapporteurs de cette thèse, Valérie Plagnes, présidente du jury, Nathalie Dörfliger et Anne-Marie Prunier-Leparmentier examinatrices. Les observations et discussions échangées durant la soutenance ont permis d'enrichir les conclusions de ce travail de thèse.

Ce travail s'est déroulé dans le cadre d'une action du PAPI de la Seine et de la Marne franciliennes (Programme d'Action de Prévention des Inondations) à l'occasion de laquelle les différents organismes, acteurs des eaux souterraines de l'agglomération parisienne se sont regroupés. Je remercie l'ensemble des représentants de ces organismes pour leur participation (par ordre alphabétique : BRGM, CEREMA, DRIEE Île-de-France, Conseils départementaux du Val-de-Marne et de Seine-Saint-Denis, RATP, SNCF, Société du Grand Paris et Ville de Paris, incluant l'IGC Paris et la Direction de la Prévention, de la Sécurité et de la Protection).

Mon travail de thèse n'aurait également pas été le même sans les avis éclairés d'Alexandre Pryet, Anne Jost et de Vazken Andreassian qui ont suivi ce travail du début à la fin. De plus, je remercie Nicolas Desassis et Didier Renard pour l'efficacité leur contribution dans ce travail.

Au sein de l'EPTB Seine Grands Lacs, j'ai eu l'occasion de collaborer avec Françoise Dubreucq, qui a initié le suivi de cette thèse. Je la remercie pour les débats géologiques et politiques que nous avons eus, et de m'avoir présenté le barrage de Pannecièrre. Cette thèse a également débuté en concomitance avec le stage de fin d'étude de Stéphanie Ventura-Mostacchi, que je remercie d'avoir partagé son expérience, et qui m'a permis d'en apprendre davantage sur le souterrain parisien. Comment ne pas

citer Aurélie Paindavoiné, qui a été une véritable coéquipière en me gardant toujours une place dans son bureau et qui m'a donné de nombreux conseils que je conserverai précieusement. Je remercie également l'ensemble des collègues de l'EPTB Seine Grands Lacs de m'avoir accueilli au sein de cette institution, et avec qui j'ai pu passer de très bons moments durant ces trois années.

Au centre de Géosciences de Fontainebleau Mines-Paristech, j'ai rencontré de nombreux stagiaires, doctorants, post-doctorants, permanents et administratifs qui m'ont tous apporté beaucoup tant sur le plan personnel que scientifique. Au sein de l'équipe SHR je remercie Dominique Vassiliadis, Baptiste, Asma, Fulvia, Karina, Sandra, Nicolas G, Pascal, Dominique B, Elisabeth, Pierre G (et sa 206 pourrie), Shuaitao, Pierre S, Jonathan, Deniz, Alexandra, Jacques et Aurélien.

Je remercie mes amis, la bande de "courbich", mes camarades de géol (et hydro) de P6, ma grande famille, mes parents, mon frère et ma sœur, sur lesquels j'ai toujours pu compter. Enfin, je remercie Marion, qui a su me supporter avant pendant et après la thèse en gérant la sienne.

Enfin, après tous ces remerciements, je vous remercie d'avoir lu cette section, et je vous encourage à lire ce manuscrit !

# Introduction générale

## Contexte général

L'agglomération parisienne est située au centre du bassin versant de la Seine. Elle représente une unité urbaine (Fig.1) intégrant Paris intramuros (la ville de Paris), la totalité des communes de la petite couronne (départements 92, 93 et 94), et certaines communes de la grande couronne (départements 77, 78, 91 et 95). L'agglomération compte une population totale de près de 11 millions d'habitants répartis dans 412 communes, couvrant près de 3000 km<sup>2</sup>, ce qui la classe parmi les dix agglomérations les plus densément peuplées au monde en 2010. Le réseau hydrographique de cette agglomération est représenté principalement par la Seine et la Marne dont le tracé méandriforme long de près de 85 km traverse l'agglomération depuis le sud et l'est vers le nord-ouest. Du fait de sa situation géographique avec de nombreux enjeux urbains déployés dans la plaine alluviale inondable, de sa densité de population et de son caractère métropolitain, l'agglomération parisienne est particulièrement exposée au risque inondation. Les crues de la Seine sont lentes, surviennent généralement en hiver, et leur durée s'étale souvent sur plusieurs semaines. Entre 1910 et 1960, Paris a ainsi connu dix évènements de crue majeurs.

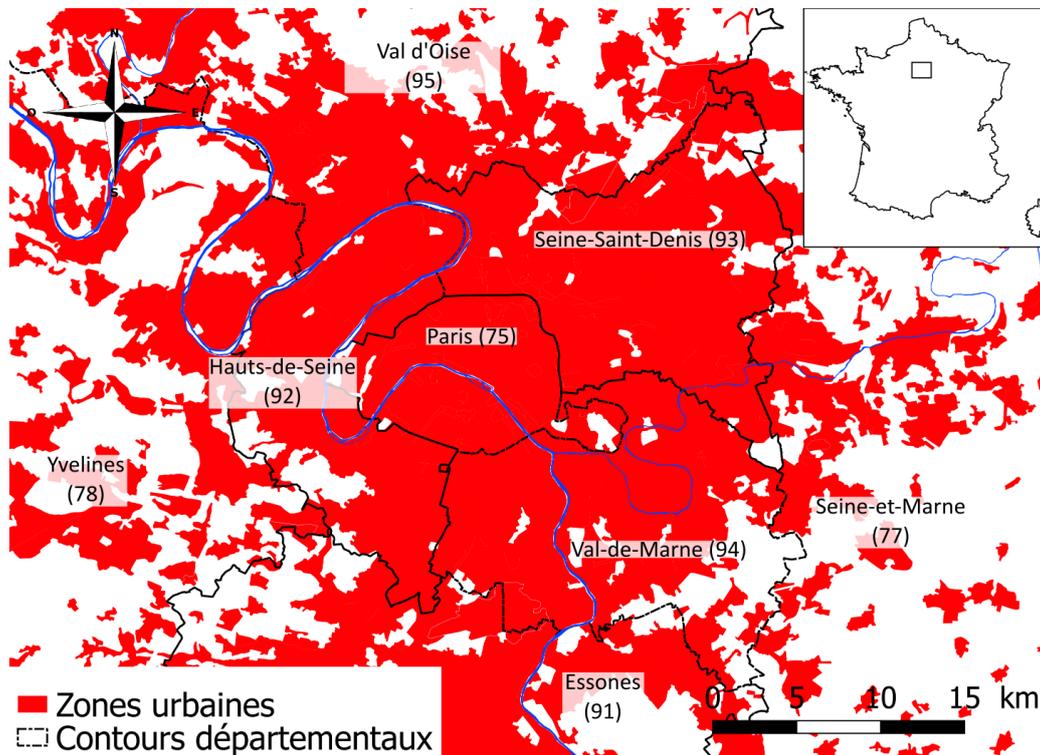


FIGURE 1 – Carte de localisation administrative de Paris et de la petite couronne

L'action des gestionnaires et des scientifiques, attachés aux relations entre la ville et ses ressources en eau, s'est surtout concentrée sur les eaux de surface, en particulier au sujet de la détérioration de la qualité des cours d'eau due aux rejets urbains, de l'aggravation du pic de ruissellement et des débordements entraînant des inondations. Cependant, il ne faut pas oublier que les crues peuvent aussi entraîner des remontées de nappe, susceptibles de causer des dommages aux installations souterraines. Dans le contexte actuel de changement climatique et d'urbanisation, les deux composantes du risque inondation (aléa et vulnérabilité) sont amplifiées, et le risque inondation qui en résulte augmente (Keating et al., 2014). En cas de crue exceptionnelle, les dommages sont non seulement matériels, mais aussi logistiques, socio-économiques et politiques puisque nombre de centres décisionnels sont situés à Paris et en petite couronne. Sur un plan matériel, le bâti et les infrastructures peuvent être détériorés par l'immersion de leur sous-sol, par la dégradation de leurs fondations sous la pression hydrostatique et par la corrosion (Lerner and Barrett, 1996). Sur un plan technique, un dysfonctionnement en masse

des réseaux est susceptible de se produire. Ce risque est aggravé par l'enfouissement systématique des réseaux au sein de l'agglomération parisienne. En cas de crue de la Seine excédant 8 m à l'échelle de Paris Austerlitz, il est estimé que plus de 850 000 personnes, et près de 10 % des entreprises seraient impactées par les inondations par débordement (EPTB - Seine Grands Lacs, 2014). De plus, d'après la RATP, les inondations causées par les crues peuvent impacter 140 km de ligne de métro sur un total de 250 km. Pour les gestionnaires du risque inondation, le renforcement des connaissances sur le niveau de la nappe superficielle durant les périodes de crue permettrait de quantifier les dommages causés aux réseaux critiques enterrés, et de prévoir la répartition des zones affectées par l'endommagement de ces réseaux.

Lors de la crue de janvier 2018, la crue de la Seine a atteint une hauteur de 5,87 m à l'échelle de Paris-Austerlitz, causant des inondations importantes dont le coût total est estimé entre 190 et 300 M€ (CCR Caisse Centrale de Réassurance, 2018). Bien que l'agglomération parisienne ait été globalement protégée des inondations par débordement par le dispositif de murettes anti-crues, une partie du réseau de transport souterrain a été affectée par les premiers effets des remontées de nappe (fermeture préventive du RER C, venues d'eau constatées dans les tunnels des lignes 4, 7, 9 et 11 du métro). Durant cet évènement, le suivi du niveau piézométrique mené par les services de l'IGC (Inspection Générale des Carrières, service de la Ville de Paris) a permis de constater l'absence de remontée de nappe généralisée au centre de Paris grâce au maintien des pompages en cours. En cas d'arrêt de ces pompages, sous l'effet de défaillances d'alimentation électrique notamment, cette crue aurait pu causer d'importants dommages sur les structures souterraines du fait des inondations par remontées de nappe.

Bien que le risque inondation par le débordement des cours d'eau soit désormais correctement caractérisé, les remontées de nappe consécutives aux crues de la Seine et de la Marne représentent encore une source d'incertitude pour les acteurs locaux de la gestion de crise. Abritant une grande densité de population, les zones urbaines font en effet l'objet d'une attention particulière des pouvoirs publics, mais aussi des collectivités locales, pour y réduire le coût des dommages consécutifs aux inondations.

Les Programmes d'actions de prévention des inondations (PAPI) ont été initiés en 2003 suite aux

inondations ayant touché la France (Bretagne, Aube, Somme, Rhône) entre 1999 et 2002. Les PAPI sont portés par des collectivités territoriales ou leurs groupements (départements, communes, syndicats mixtes). Ils visent à promouvoir une gestion intégrée du risque inondation pour réduire les conséquences dommageables sur la santé humaine, les biens, les activités économiques et l'environnement. Outil de contractualisation entre l'État et les collectivités, le dispositif PAPI permet la mise en œuvre d'une politique globale de gestion du risque inondation, pensée à l'échelle du bassin versant.

La réduction du risque inondation passe par des actions de compréhension, de prévention, et de gestion des inondations. À l'issue de la première génération de PAPI (2003-2009), une synthèse a mutualisé les retours d'expérience de près de 50 programmes identifiant ainsi les points forts et les pistes d'amélioration des PAPI. Une deuxième génération de PAPI a été mise en œuvre à partir de 2011 dans le but d'accompagner la transposition de la directive européenne 2007/60/CE, adoptée le 23 octobre 2007. Le PAPI SMF (Seine et Marne franciliennes) porté par l'établissement public territorial de bassin (EPTB) Seine Grands Lacs, a été labellisé dans ce cadre en 2013 et est depuis mis en œuvre, avec une révision à mi-parcours adoptée fin 2016 comme pour tous les PAPI. Les actions (au nombre de 166, suite à la révision de 2016, pour un montant prévisionnel global de 103 M€ TTC, pilotées par 20 maîtres d'ouvrages distincts) sont réparties autour des 7 axes suivants :

- Axe 1 - Amélioration de la connaissance et de la conscience du risque
- Axe 2 – Surveillance, prévision des crues et des inondations
- Axe 3 – Alerte et gestion de crise
- Axe 4 – Prise en compte du risque d'inondation dans l'urbanisme
- Axe 5 – Réduction de la vulnérabilité des biens et des personnes
- Axe 6 – Ralentissement dynamique des écoulements
- Axe 7 – Ouvrages de protection hydraulique

En 2015, l'action 1.1.5 rattachée à l'axe 1 du PAPI SMF, et intitulée « Étude de la propagation de la nappe d'accompagnement de la Seine en cas de crue » est lancée. Le comité de suivi de l'action 1.1.5 est composé des principaux acteurs de l'hydrogéologie parisienne, maîtres d'ouvrages, et gestionnaires du risque inondation (par ordre alphabétique, le BRGM, le CEREMA, la DRIEE Île-de-France, les Conseils Départementaux du Val-de-Marne et de Seine-Saint-Denis, Mines-Paristech, la RATP, la

SNCF, la Société du Grand Paris, et la Ville de Paris avec l'IGC et la Direction de la Prévention, Sécurité et Protection). Cette action qui vise à mieux prévenir le risque d'inondation par remontées de nappe dans l'agglomération parisienne passe essentiellement par une meilleure connaissance de l'hydrogéologie urbaine.

## Hydrogéologie urbaine

Les zones urbaines sont historiquement souvent implantées à proximité du réseau hydrographique, où l'accessibilité à la ressource en eau et le transport maritime sont facilités (Kummu et al., 2011). Ceci suggère des interactions accrues entre les hydrosystèmes et les enjeux urbains (Grimm et al., 2008). La présence de constructions souterraines et les usages de l'eau modifient le fonctionnement hydrogéologique local. Outre la complexité naturelle des aquifères alluviaux, le milieu urbain ajoute une variété de facteurs d'influence sur les écoulements souterrains. Par le biais de la présence de structures souterraines, les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère superficiel sont modifiées de manière locale ou diffuse (Deveughèle et al. 2010 ; Cojean et al. 2009 ; Pujades et al. 2012 ; Dassargues 1997). Les structures enterrées peuvent généralement être considérées comme des obstacles aux écoulements souterrains. Cependant, suivant la nature du bâti, l'impact de l'occupation du sous-sol sur les écoulements souterrains est différent (Attard et al. 2016 ; Prunier-Leparmentier 1988) :

- Les travaux d'étanchéité des parois du bâti réduisent partiellement ou totalement les infiltrations de la nappe vers les structures souterraines (Filliat, 1981). La présence de paroi étanche entraîne donc une perturbation locale des écoulements, mais n'a que peu d'impact sur le niveau piézométrique tant que les structures sont totalement immergées (Deveughèle et al., 2010). Les techniques d'étanchement des parois se sont développées au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, et la majorité des bâtiments modernes maintenant est relativement bien protégée des circulations souterraines.
- L'usure ou l'absence de dispositifs d'étanchement favorise l'infiltration de la nappe vers les structures souterraines. Les parois de structures non étanches représentent à la fois un obstacle et un drain (Dassargues, 1997) pour les écoulements souterrains. L'effet de drain des structures non étanches, dû à l'infiltration, se traduit par un rabattement localisé de la nappe dans laquelle

baigne la structure. Les dimensions du rabattement dépendent de l'étanchéité de la structure. Au cours des différentes étapes de développement urbain, le milieu géologique fait l'objet d'un remaniement et d'extraction de matériaux, conduisant à la mise en place d'une couche de remblais pouvant atteindre une épaisseur plurimétrique à Paris (Soyer, 1953b). La nature des remblais est très variable suivant l'histoire de leur dépôt. La sélection des matériaux utilisés a évolué, depuis l'emploi de déchets miniers et industriels, vers des matériaux sélectionnés en fonction de leurs propriétés géomécaniques.

Du point de vue quantitatif, les eaux souterraines en milieu urbain sont affectées par les prélèvements par pompage et par l'imperméabilisation des sols. Les pompages permanents au sein des aquifères superficiels alimentent les activités industrielles et les systèmes de climatisation (Vázquez-Suñé et al. 2005 ; Morris et al. 2003 ; Prunier-Leparmentier 1988) tandis que les pompages intermittents sont activés durant les phases de chantier ou bien ponctuellement pour se prémunir contre les inondations par remontées de nappe. La séparation entre les aquifères superficiels et les flux atmosphériques du fait de l'imperméabilisation des sols entraîne une diminution de la recharge diffuse (Lerner and Barrett, 1996). L'urbanisation d'une zone entraîne ainsi la modification du fonctionnement hydrogéologique, en modifiant à la fois le milieu géologique (sa géométrie et ses propriétés physiques), et les conditions aux limites des aquifères superficiels.

À Paris, la compréhension de l'hydrogéologie parisienne intègre à la fois les connaissances du milieu géologique et le suivi du niveau piézométrique mené principalement par les services de l'IGC. Le fonctionnement des aquifères parisiens est décrit dans les travaux de Prunier-Leparmentier (1988), avec une attention particulière portée sur les problématiques de dissolution du gypse et sur le risque de mouvements de terrain qui leur est associé. À partir de cette description du système aquifère parisien, la thèse de Lamé (2013) a conduit à la construction d'un modèle hydrogéologique couvrant la ville de Paris.

### **Importance des relations nappe-rivière lors des évènements de crue en milieu urbanisé**

Les hydrosystèmes urbains sont principalement constitués du réseau hydrographique, de sa nappe d'accompagnement qui occupe l'essentiel de la plaine alluviale, d'aquifères superficiels et d'aquifères

d'extension régionale.

Les aquifères alluviaux se situent par définition à proximité du réseau hydrographique, et jouent un rôle tampon entre les flux régionaux et les échanges nappe-rivière (Flipo et al., 2014). Les alluvions constituent un milieu hétérogène dont la nature des dépôts résulte d'une succession de régimes fluviaux variés : les dépôts des régimes de haute énergie (en tresse) présentent généralement une granulométrie plus grossière que les dépôts des régimes de basse énergie, de type méandriforme (Miall, 1996). Au cours de l'évolution géomorphologique d'un cours d'eau, le développement puis l'abandon d'un méandre et l'alternance entre les hautes eaux et les basses eaux, génèrent des objets sédimentaires de nature variée (Jordan and Pryor, 1992). La présence d'hétérogénéités sédimentaires modifie les champs de vitesse et l'orientation des écoulements au sein de la nappe alluviale, canalisant ainsi les flux hydrogéologiques via des chemins d'écoulement préférentiels. Lors des périodes de crue, ces cheminements préférentiels peuvent contrôler la dynamique des remontées de nappe au sein d'un aquifère alluvial (Heeren et al., 2010).

Les gestionnaires du risque inondation s'intéressent de plus en plus aux aquifères superficiels, car ils jouent un rôle majeur dans la dynamique de crue, par le biais de leurs interactions avec les interfaces nappe-rivière. Un aquifère superficiel est une formation géologique, ou bien un ensemble de formations géologiques dans lesquelles le niveau piézométrique de la nappe libre fluctue. Ce type d'aquifère est constitué d'une zone non saturée et d'une nappe (Winter et al., 1998). Les battements de la nappe sont contraints par le réseau hydrographique, les précipitations, les usages anthropiques et les écoulements souterrains régionaux. Au voisinage du réseau hydrographique, la périodicité et l'amplitude des fluctuations du niveau piézométrique suivent les variations du niveau d'eau en rivière (Flipo et al., 2014). Les échanges nappe-rivière sont conditionnés par les différences de charge hydraulique entre la surface libre du cours d'eau et le niveau piézométrique environnant, lorsque le cours d'eau est connecté à l'aquifère. Selon la hauteur d'eau en rivière, le niveau piézométrique et l'état de saturation entre le lit du cours d'eau et la nappe, trois états de connectivité nappe-rivière peuvent être identifiés (Brunner et al., 2009) :

- État connecté : le débit d'infiltration est dépendant de la différence de charge entre la rivière et la nappe. la surface libre du cours d'eau est en continuité avec la surface piézométrique de

l'aquifère superficiel (Winter et al., 1998).

- État de transition : le cours d'eau et l'aquifère superficiel sont séparés par une zone non saturée (Peterson and Wilson, 1988).
- État déconnecté : le débit d'infiltration entre la rivière et la nappe est constant (Peterson and Wilson, 1988).

Il existe deux configurations différentes de l'état connecté (Woessner, 2000) :

- la configuration infiltrante : la nappe est alimentée par la rivière ;
- la configuration exfiltrante : la nappe est drainée par la rivière.

La nature des échanges nappe-rivière influe sur la diffusion d'une onde de crue de la rivière vers la nappe. La configuration et la connectivité du système nappe-rivière évoluent pendant les périodes de crue (Vázquez-Suné et al. 2007 ; Brunner et al. 2011). L'augmentation de la hauteur d'eau en rivière peut être suivie par l'élévation du niveau piézométrique avec un temps de transfert plus ou moins long en fonction des interactions nappe-rivière et des propriétés du milieu poreux (Pinder et al. 1969 ; Pinder and Sauer 1971). La compréhension de l'évolution des échanges nappe-rivière lors d'une crue est donc l'une des clés de la compréhension des processus de remontées de nappe. Les transferts depuis la rivière vers la nappe peuvent avoir des impacts plus ou moins rapides et une zone d'influence plus ou moins large suivant le contexte hydrogéologique (Vázquez-Suné et al., 2007).

La compréhension de tels processus physiques demande l'accès à un suivi à haute fréquence des hauteurs d'eau en rivière, et du niveau piézométrique dans les différents compartiments de l'hydrosystème. De plus, l'accès à des bases de données regroupant des mesures des caractéristiques hydrodynamiques d'un aquifère (géométrie des compartiments de l'hydrosystème, perméabilité, coefficient capacitif) sont requises. Ces données permettent d'alimenter des outils informatiques afin de décrire, de simuler et de prédire le fonctionnement hydrogéologique.

## **Apports des outils informatiques pour la gestion du risque inondation par remontées de nappe**

La nécessité de caractériser les processus hydrologiques à l'aide de données mesurées dans l'espace et dans le temps a conduit au développement d'outils informatiques de modélisation hydrologique,

hydraulique et hydrogéologique. La modélisation hydrogéologique a depuis été appliquée dans différents contextes pour des problématiques variées :

- La modélisation des bassins versants requiert une vision à l'échelle régionale des flux souterrains et atmosphériques pour quantifier les variations de stock des différents compartiments d'un hydrosystème. Cette approche requiert généralement de coupler la modélisation des processus de surface et souterrains. Ce type de modèle qui permet de répondre à des problématiques de gestion intégrée des bassins versants (crue et étiage) est développé depuis le début des années 1970 (Loague and VanderKwaak 2004 ; Flipo 2013).
- La modélisation hydrogéologique répondant aux problématiques de génie civil, telles que les remontées de nappe, nécessite de produire des résultats à une résolution plus fine. Du point de vue des ressources informatiques, il n'est pas envisageable de discrétiser le milieu aquifère d'un bassin versant entier à une telle résolution d'ordre métrique. C'est pourquoi les problématiques de remontées de nappe doivent faire l'objet de modèles locaux conditionnés aux limites par des résultats de modélisations régionales.

La démarche de modélisation multi échelles proposée par Flipo et al. (2014) consiste à faire dialoguer un modèle de bassin versant avec des modèles locaux couvrant des sous-bassins versants. Une approche complémentaire de la modélisation pour caractériser un processus physique consiste à analyser les observations reliées à ce processus. Dans le cas de l'étude des remontées de nappe, les observations correspondent aux mesures du niveau piézométrique de l'aquifère superficiel. Les méthodes géostatistiques visent à étudier la spatialisation d'une variable telle que le niveau piézométrique à partir de mesures ponctuelles. Suivant la densité des observations, l'application de méthodes géostatistiques à un jeu de données piézométriques permet de produire des cartes piézométriques plus ou moins fiables.

Les piézomètres des réseaux de surveillance des aquifères superficiels sont historiquement relevés de manière manuelle. Le développement des systèmes de télétransmission automatisés a permis l'acquisition de données haute fréquence en temps réel sur ces réseaux de piézomètres. La production de cartes piézométriques à partir des mesures acquises en temps réel à une résolution spatiale suffisamment fine constitue une alternative à la modélisation pour la compréhension des remontées de nappe. Les méthodes informatiques sont désormais employées de manière quasi systématique et appliquées à

une grande variété de problématiques propres à l'étude des hydrosystèmes.

## **Présentation des objectifs de la thèse**

Les travaux de recherche de cette thèse s'inscrivent dans le Programme d'actions de prévention des inondations de la Seine et de la Marne Franciliennes (PAPI SMF) porté par l'EPTB Seine Grands Lacs. Dans ce cadre, un travail de thèse portant sur l'étude de la propagation de la nappe alluviale de la Seine en cas de crue dans l'agglomération parisienne a été initié. Il est alors prévu que cette thèse se déroule dans le cadre d'une convention industrielle de formation par la recherche (CIFRE) codirigée par l'EPTB Seine Grands Lacs et Mines ParisTech, laboratoire d'accueil. Cette thèse a démarré en juillet 2016 dans le contexte particulier de la crue de la Seine de mai juin 2016 ayant causé d'importants dommages sur l'ensemble du bassin versant de la Seine. La crue de la Seine et de la Marne de janvier 2018 a également touché le bassin versant de la Seine durant le déroulement de la thèse.

Certains processus physiques, comme les échanges nappe-rivière et les écoulements souterrains en milieu urbain sont encore mal contraints par la modélisation. Le développement d'outils de caractérisation et de modélisation de ces processus au sein de l'agglomération parisienne fait l'objet de ce travail de thèse.

Les objectifs de ce travail sont d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique de l'hydrosystème de Paris et de la petite couronne, de comprendre les impacts d'évènements de crue sur le fonctionnement hydrogéologique et le rôle des écoulements de nappe. Le fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne est caractérisé par l'analyse des données synchrones acquises par les membres du PAPI SMF et par la mise en œuvre d'une méthode de cartographie de la piézométrie, établie à l'aide des outils géostatistiques développés au centre de Géosciences (Renard et al., 2001 - 2019).

L'application de la plateforme de modélisation CaWaQS (Labarthe, 2016), également développée au centre de Géosciences, a permis la simulation des écoulements souterrains et de surface à l'échelle régionale du bassin versant de la Seine (Labarthe, 2016). La modélisation hydrogéologique de l'agglomération parisienne s'appuie sur le concept de modélisation emboîtée. Ces travaux de thèse répondent aux objectifs suivants :

- Définir le fonctionnement de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne durant les périodes de basses eaux et de hautes eaux.
- Développer des outils de caractérisation, de prévention et de gestion du risque inondation par remontées de nappe.
- Décrire l'évolution des interactions nappe-rivière lors d'une période de crue et en déduire les dynamiques de remontées de nappe.
- Évaluer l'impact des remontées de nappe lors des périodes de crue de la Seine et de la Marne sur l'agglomération parisienne.

## Structure du mémoire

L'étude du fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne se décline en quatre étapes. Premièrement, une méthode de cartographie innovante a été développée afin d'exploiter les données acquises lors des campagnes de relevés synchrones. À l'appui des cartes piézométriques dans des contextes de basses eaux et de hautes eaux, le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne est ensuite caractérisé dans un deuxième temps. Puis, le fonctionnement hydrogéologique a été modélisé. Cette partie a nécessité l'optimisation des paramètres physiques qui s'est basée sur les cartes piézométriques, la base de données SONGE (Société du Grand Paris, 2019), le modèle hydrogéologique de Paris (Lamé, 2013), et le modèle géologique tridimensionnel du Tertiaire du Bassin de Paris (BRGM and DRIEE, 2014). Enfin, des scénarios de crue sont simulés en entrée du modèle hydrogéologique construit. L'exploitation de ce modèle permet de quantifier la durée et l'amplitude des dynamiques de remontées de nappe en réponse à des scénarios de crue.

Cette thèse est structurée en quatre parties :

- Un état de l'art sur les problématiques de remontées de nappe en période de crue situe cette problématique dans le contexte scientifique, et justifie les démarches méthodologiques employées durant cette thèse. Cette synthèse est suivie d'une présentation du contexte de l'agglomération parisienne d'un point de vue géographique, hydrologique et géologique.
- La caractérisation du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère superficiel au droit de l'agglomération parisienne est complétée en deux étapes. Premièrement, une méthode de carto-

graphie de la piézométrie adaptée aux spécificités du milieu urbain développée pendant cette thèse et ayant fait l'objet d'une publication est présentée. Deuxièmement, les différents modes de fonctionnement hydrogéologique de la zone d'étude sont définis à partir de l'analyse et de l'interprétation des cartes piézométriques, renforcées par l'apport des chroniques d'observation du niveau piézométrique.

- La construction du modèle hydrogéologique de Paris et de la petite couronne est décrite en présentant d'abord les méthodes et outils de modélisation employés. Ensuite, la conceptualisation de l'aquifère superficiel, puis le choix des conditions aux limites du modèle sont décrits. Enfin, l'optimisation des paramètres hydrodynamiques du modèle, grâce au code numérique PEST (Doherty et al., 1994), et l'ajustement des conditions aux limites à partir des simulations de la crue de juin 2016 améliorent les performances du modèle en garantissant sa validité conceptuelle. L'optimisation des paramètres et des conditions aux limites est validée à partir des observations issues de la crue de 2018. Le premier modèle hydrogéologique couvrant Paris et la petite couronne a été ainsi développé et appliqué en régime transitoire au cours de ces travaux de thèse.
- La simulation de 9 scénarios de crue distincts, définis en concertation avec les membres du comité de pilotage de l'action 1.1.5 du PAPI SMF, a permis d'apporter des éléments de compréhension de l'impact des crues sur le fonctionnement hydrogéologique ainsi que sur le phénomène de remontée de nappe et sur le risque inondation associé à ce phénomène.

## Première partie

# Présentation des problématiques de remontées de nappe en agglomération parisienne



## Chapitre 1

# Définition du phénomène de remontée de nappe

En France, l'importance des remontées de nappe a été mise en évidence lors la crue de la Somme en 2001, durant laquelle les inondations ont été attribuées au débordement de la nappe de la craie. Depuis, la compréhension des processus responsables de remontées de nappe est devenu un enjeu majeur de la gestion des inondations. L'effet de ces processus peut se manifester à différentes échelles suivant le contexte hydrologique et hydrogéologique. À l'échelle d'un bassin versant les remontées de nappe des aquifères régionaux font suite à l'infiltration des précipitations jusqu'à leur saturation, et leur débordement localisé. La saturation des sols, et son évolution vers la saturation des aquifère superficiels, empêchent l'infiltration de la pluie et peut ainsi amplifier l'amplitude du pic de crue (Dunne, 1978). Localement, le risque inondation par remontées de nappe est surtout associé au risque d'inondation par débordement des cours d'eau. L'élévation du niveau d'eau en rivière favorise la recharge de l'aquifère par l'intermédiaire de l'interface nappe-rivière. L'alimentation de la nappe par la rivière est plus ou moins importante suivant la nature du milieu hydrogéologique. Les aquifères alluviaux présentent un fonctionnement différent des aquifères d'extension régionale, avec une réponse hydrogéologique aux fluctuations du niveau d'eau en rivière généralement plus rapide que pour les aquifères régionaux. Les zones urbaines établies sur les plaines alluviales sont donc particulièrement vulnérables à ce type de remontées de nappe qui est susceptible de causer des dégâts au-delà de

l'emprise des zones de débordements, et pour une durée plus longue que le seul débordement du cours d'eau.

## 1.1 Systèmes emboîtés d'interfaces nappe-rivière

Le phénomène de remontée de nappe se déroule dans un milieu aquifère et il est provoqué par une alimentation de ce milieu par les eaux de pluie ou de rivière. Ce phénomène s'inscrit donc au sein d'un hydrosystème, regroupant chacun des compartiments mis en jeu dans le cycle de l'eau. Ces compartiments sont répartis entre l'atmosphère, les surfaces continentales et le milieu souterrain. Ces compartiments échangent des flux au travers des interfaces sol-atmosphère (recharge, évapotranspiration) ou nappe-rivière. Ces échanges entre les différents compartiments sont affectés par le climat et l'anthropisation des milieux (usages de l'eau, imperméabilisation des sols). L'interface nappe-rivière constitue une zone tampon entre deux environnements contrastés : (i) le réseau hydrographique de surface, caractérisé par des vitesses de transfert rapides et une réponse haute fréquence aux différents forçages ; (ii) le milieu souterrain, siège de circulations lentes et d'une réponse basse fréquence aux forçages. Pour connaître les relations entre les écoulements superficiels et les écoulements souterrains, il est nécessaire de détailler les interfaces au travers desquelles ces interactions ont lieu. Les échanges entre un cours d'eau et un aquifère régional interviennent au travers d'interfaces emboîtées décrites par Stonedahl et al. (2010) et Flipo et al. (2014). Les flux intervenant aux différentes interfaces et à différentes échelles sont interdépendants. Les systèmes mis en jeu sont le lit de la rivière, la zone hyporhéique, la plaine alluviale et enfin l'aquifère régional (Fig. 1.1).

- Le lit de la rivière influence les échanges entre la zone hyporhéique et la rivière. Les irrégularités micro topographiques de la surface du lit (échelle centimétrique) peuvent induire des courants turbulents, influençant les flux hyporhéiques (Fig. 1.1 f). De plus, le dépôt de matière à la surface du lit peut y modifier la perméabilité de plusieurs ordres de grandeur.
- La zone hyporhéique contrôle les échanges entre la plaine alluviale et le cours d'eau. L'alternance des seuils et moulles (Fig. 1.1 e) décrivant des variations topographiques dans le lit de la rivière mettent en jeu des échanges impliquant la zone hyporhéique sans affecter la nappe alluviale. La succession de plusieurs méandres (échelle hectométrique) peut induire des circu-

lations souterraines dans la zone inter méandres (Fig. 1.1 **d**). À cette échelle, les propriétés hydrodynamiques de la zone hyporhéique ont un rôle important sur les échanges latéraux entre l'aquifère alluvial et le cours d'eau (Fig. 1.1 **c**).

- La plaine alluviale régit les flux d'eau entre l'aquifère régional et la rivière. Les variations de paramètres hydrodynamiques et géométriques au sein de l'aquifère alluvial modulent la répartition ainsi que la quantité des échanges entre la nappe alluviale et l'aquifère régional (Fig. 1.1 **a**) qui sont contrôlés par les gradients de charge.

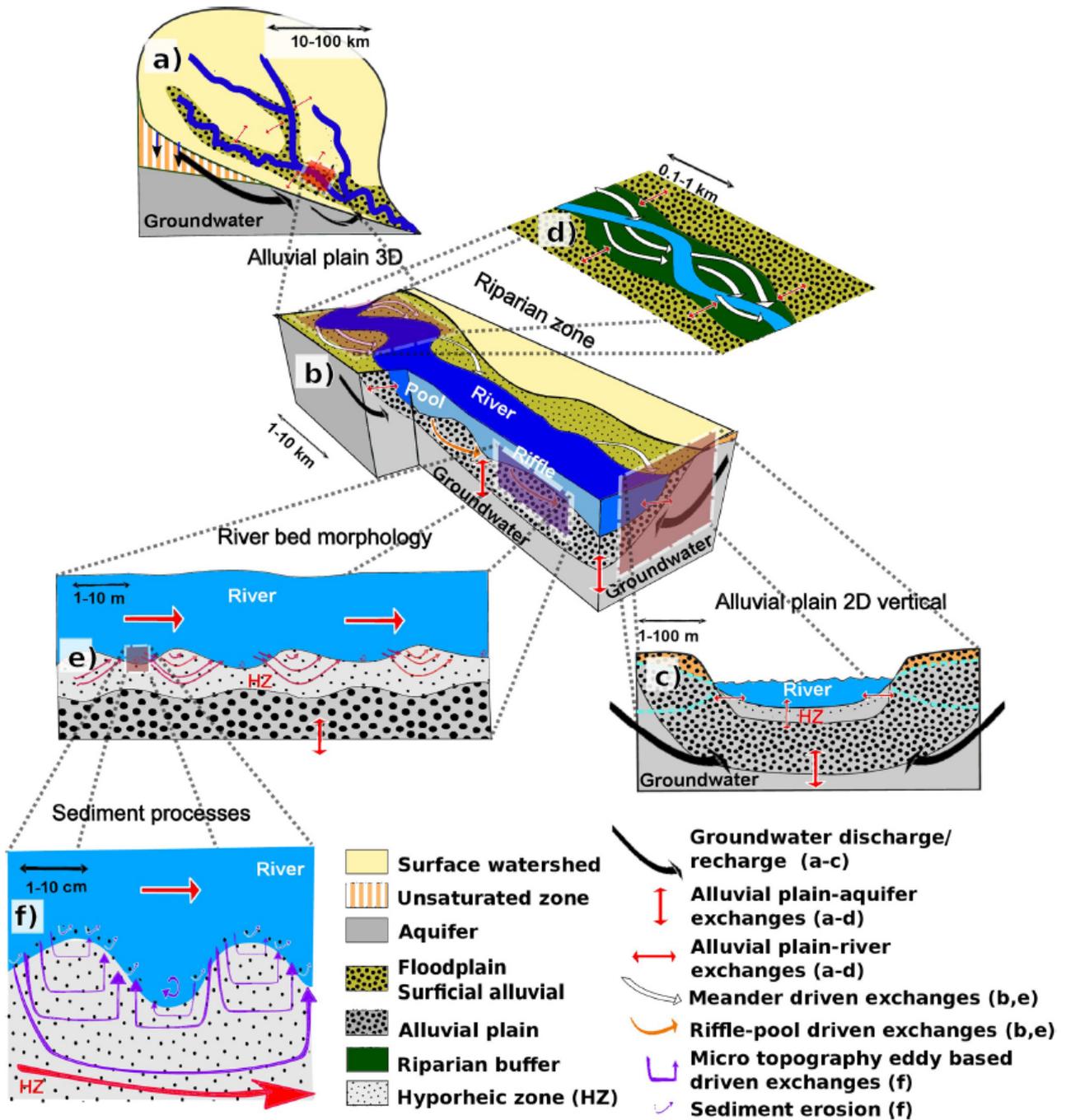


FIGURE 1.1 – Échelles emboîtées des interactions nappe - rivière (Stonedahl et al. 2010 modifié par Flipo et al. 2014)

Dans le cadre de ce travail de thèse, l'impact des flux entre les aquifères régionaux, la nappe alluviale et le cours d'eau sur les dynamiques de remontées de nappe au passage d'une crue est discuté.

### 1.2 Le risque inondation et la vulnérabilité aux remontées de nappe

Le risque de catastrophe naturelle résulte de la combinaison d'un aléa lié à un phénomène naturel et de la vulnérabilité d'un territoire. Dans le cas du risque inondation, l'aléa est lié à la variabilité du débit d'un cours d'eau, dont l'augmentation constitue la réponse du réseau hydrographique à un épisode de précipitations. Il se caractérise généralement par l'emprise des zones de débordement au-delà du lit mineur, ainsi que par les hauteurs d'eau atteintes et les vitesses d'écoulement dans ces zones de submersion.

Le risque inondation est devenu un enjeu mondial du fait de l'accroissement des populations urbaines et des effets du changement climatique sur le cycle de l'eau (Keating et al., 2014). En Europe, il est démontré par Blöschl et al. (2017) que la saisonnalité des périodes de crue avait été modifiée au cours des cinquante dernières années de l'ordre de la quinzaine de jours par décennie. Il est aujourd'hui reconnu que les champs de précipitation sont modifiés par le changement climatique, mais les perspectives de ces effets par région demeurent largement incertaines (IPCC, 2013). La directive inondation, adoptée en 2007, a pour but de renforcer la connaissance de l'aléa et de réduire la vulnérabilité des territoires.

C'est dans ce contexte d'augmentation du risque inondation que sont mises en œuvre les politiques de gestion du risque, en particulier au sein des aires urbaines qui représentent les zones les plus vulnérables du fait de la densité de leur population et de la présence d'infrastructures stratégiques (hôpitaux, pompiers, pouvoirs publics). La scénarisation, et la quantification des impacts ont conduit à identifier les réseaux d'eau potable, d'assainissement, d'électricité, de transport et de télécommunication en tant que réseaux critiques à l'échelle d'une unité urbaine (Moatty and Reghezza-Zitt, 2018). En effet, l'endommagement partiel de ces réseaux est en mesure d'affecter le fonctionnement de l'agglomération, y compris dans des zones non impactées par des inondations en raison de l'interdépendance du fonctionnement de ces réseaux (Fig.1.2).



FIGURE 1.2 – Représentation de l'interdépendance des réseaux critiques en zone urbaine (CEPRI, 2016)

La majorité de ces réseaux critiques est enterrée à faible profondeur : dans le cas de l'agglomération parisienne, les galeries creusées pour le réseau d'assainissement servent également au passage des réseaux d'alimentation en eau potable et de télécommunication, et la quasi-totalité du réseau de

métro est également souterraine. La vulnérabilité de ces réseaux aux inondations a déjà fait l'objet d'études approfondies dans le cas de l'agglomération parisienne, cependant, l'impact des remontées de nappe sur ces réseaux demeure mal connu (Toubin, 2014).

### 1.3 Processus des inondations par remontée de nappe

Les remontées de nappe peuvent entraîner l'inondation de la surface, par débordement de nappe, ou bien l'inondation des structures souterraines des zones urbaines. Les processus hydrologiques générant les remontées de nappe peuvent présenter une dynamique de temporalité variable (quelques jours à plusieurs années) suivant le contexte hydrogéologique. Enfin, le degré d'urbanisation d'un milieu aquifère est un élément clé pour la considération des remontées de nappe, source à la fois de vulnérabilité au risque inondation, et d'une complexité accrue des écoulements souterrains qui sont modifiés du fait des infrastructures qui font obstacle, ou au contraire qui facilitent leur propagation.

Cette section s'inspire de la classification des phénomènes de remontée de nappe établie par Macdonald et al. (2008) selon deux groupes : (i) remontée d'un aquifère régional, résultant de processus de longue durée, ce fut notamment le cas pour la crue de la Somme de 2001 et ayant des conséquences sur l'ensemble d'un bassin versant ; (ii) remontées de nappes alluviales, suite à la montée du niveau du cours d'eau, dont la dynamique dépend des échanges nappe-rivière, à l'exemple de la configuration de l'agglomération parisienne.

Plusieurs cas de remontées de nappe ayant fait l'objet de publications sont reportés dans le tableau 1.3. Ces études sont classées selon le type de remontées de nappe étudié (aquifère régional ou alluvial) et les éléments de contexte particulier des remontées de nappe.

	aquifère régional	aquifère alluvial	milieu urbain	milieu côtier	pays et année de l'évènement
Abderrahman (2006)	X		X		Arabie Saoudite (2004)
Boisson and Chabart (2017)	X	X			France (2013)
Cloutier et al. (2014)		X			Québec (2011)
Cobby et al. (2009)	X				Angleterre (2001)
García-Gil et al. (2015)		X	X		Espagne (2010-2012)
Gotkowitz et al. (2014)	X	X			USA (2008)
Habets et al. (2010)	X				France (2001)
Jung et al. (2004)		X			Angleterre (1998-1999)
Kreibich and Thieken (2008)		X			Allemagne (2002)
Macdonald et al. (2012)		X	X		Angleterre (2007)
Pinder et al. (1969)		X			Canada (1967)
Rotzoll and Fletcher (2013)			X	X	Hawaï (2002-2011)
Rudorff et al. (2014)	X	X			Brésil (1995-2010)
Ulbrich et al. (2003)		X	X		Allemagne (2002)
Upton and Jackson (2011)	X				Angleterre (2000-2001)
Vázquez-Suné et al. (2007)		X	X	X	Espagne (1968-2000)

TABLE 1.1 – Liste de plusieurs études de cas de remontées de nappe selon le contexte hydrogéologique mis en jeu.

### 1.3.1 Inondation par remontée d'un aquifère régional

Les remontées de nappe à l'échelle régionale se produisent après une période longue anormalement humide (succession d'été et d'automne pluvieux), entraînant une recharge importante de l'aquifère régional.

Dans le contexte d'un aquifère libre, cette recharge provoque la remontée du niveau de la zone saturée. Ce contexte hydrologique est ensuite le facteur aggravant d'une crue saisonnière. En effet,

les inondations produites ont lieu à la suite d'un épisode pluvieux, mais les quantités d'eau mises en jeu proviennent majoritairement de précipitations survenues plus tôt dans l'année, voire au cours des années précédentes (Fig.1.3).

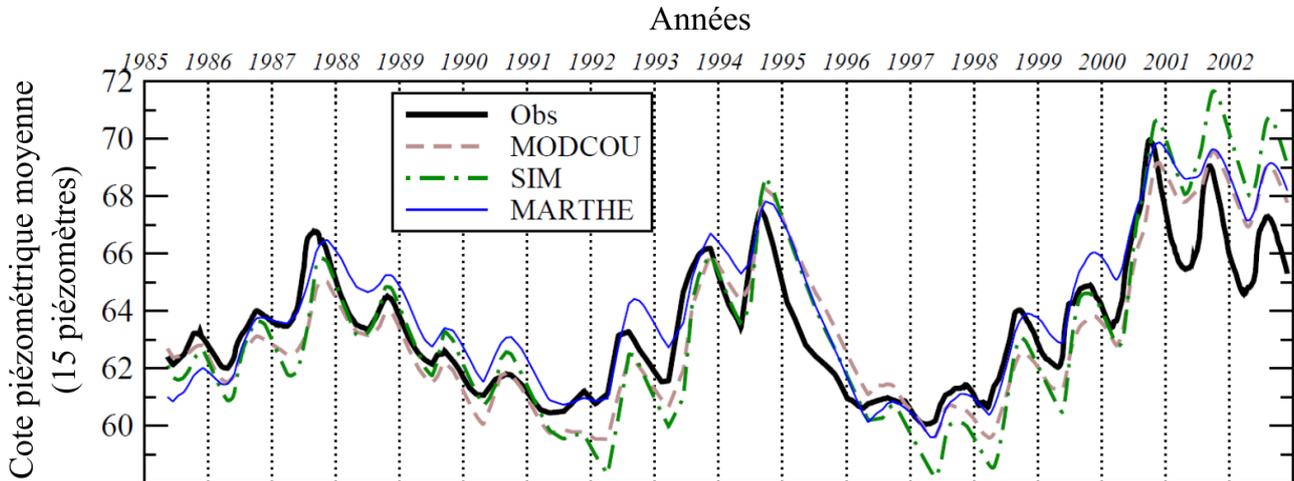


FIGURE 1.3 – Évolution du niveau piézométrique de la craie du bassin versant de la Somme modélisé et observé, avant et pendant la crue de la Somme de 2001, modifié d'après Habets et al. (2010)

À titre d'exemple, les inondations survenues dans le sud-est de l'Angleterre et le nord de la France lors de l'hiver 2000-2001 sont attribuées à l'augmentation du niveau piézométrique de l'aquifère régional de la craie. L'aquifère de la craie apparaît non captif dans les régions impactées, et présente une porosité importante, ainsi qu'une double perméabilité, faible pour la matrice crayeuse, et plus importante pour le réseau de fractures (Upton and Jackson, 2011). Cet événement se déroule dans un contexte hydrogéologique présentant une périodicité interannuelle, dont le maximum était atteint au préalable des précipitations ayant causé la crue (Pointet et al., 2003). Une fois que le niveau piézométrique de la craie a dépassé l'altitude de la vallée de la Somme, le drainage de la nappe a alimenté le débit et inondé ces vallées. La montée rapide du niveau piézométrique (Fig.1.3) fut favorisée par une accélération des écoulements au sein de la zone non saturée (Pinault et al., 2005; Habets et al., 2010) due à l'augmentation de la teneur en eau des terrains. Lors de la récession, le débit de la Somme fut ainsi soutenu par le drainage de l'aquifère régional de la craie, accéléré par les circulations du réseau de fractures. Cette contribution des eaux souterraines au débit de la Somme a entraîné une prolongation

de deux mois de la durée des inondations (Pointet et al., 2003).

Le phénomène de remontée de nappe régionale dépend essentiellement de l'état de saturation du sous-sol qui est lui-même prédéfini par la recharge. Dans le cas d'un aquifère régional perméable, la montée rapide du niveau de la zone saturée peut entraîner des inondations par le débordement de l'aquifère régional. Les travaux de Gotkowitz et al. (2014) montrent que dans un contexte particulièrement perméable (sables de perméabilité de l'ordre de  $10^{-3}$  à  $10^{-4}$  m/s), les remontées de nappe peuvent atteindre une vitesse supérieure à 1m/jour. Ce type de dynamique fut observé dans la vallée du Wisconsin, dans des zones situées à 5 km du cours d'eau.

### 1.3.2 Dynamique de la nappe alluviale en période de crue

Les aquifères alluviaux se situent à l'interface entre les aquifères régionaux et le réseau hydrographique. Lors d'une crue, les aquifères alluviaux ont un effet tampon sur la propagation de la crue vers les aquifères régionaux. Les fluctuations du niveau d'eau en rivière se traduisent généralement par des fluctuations du niveau piézométrique des nappes alluviales. Plus la distance au réseau hydrographique est importante, plus les fluctuations du niveau piézométrique induites par le cours d'eau sont atténuées, jusqu'aux limites entre les aquifères alluviaux et les aquifères régionaux, dont le niveau piézométrique fluctue en fonction de la saisonnalité annuelle.

L'étude par modélisation couplée des écoulements de surface et souterrains menée par Labarthe (2016) sur la zone de la Bassée a permis d'émettre des hypothèses quant à l'évolution des flux entre les compartiments hydrogéologiques lors du passage d'une crue. Le contexte géologique de la Bassée met en jeu tous les compartiments hydrologiques et constitue donc un bon exemple pour synthétiser les échanges nappe-rivière au passage d'une crue dans une plaine alluviale soutenue par un aquifère régional. L'étude se base sur la crue de la Seine au printemps 2001 se déroulant sur trois mois de mars à juin 2001 (Fig.1.4). Cette crue a entraîné une élévation de la ligne d'eau mesurée à 5,2 m sur l'échelle de Paris Austerlitz, pour un débit proche de la période de retour quinquennale.

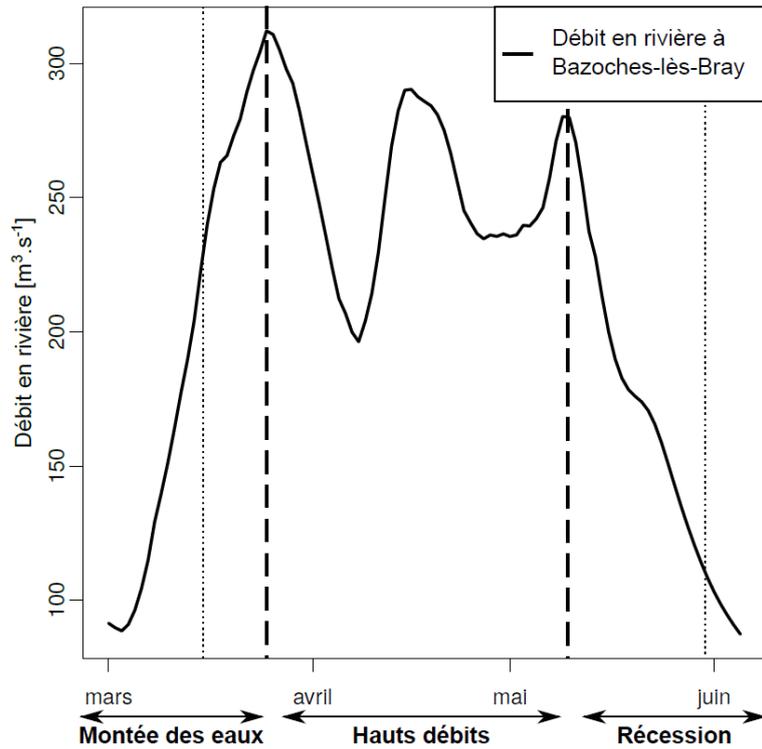


FIGURE 1.4 – Hydrogramme de la Seine à Bazoches-les-Bray

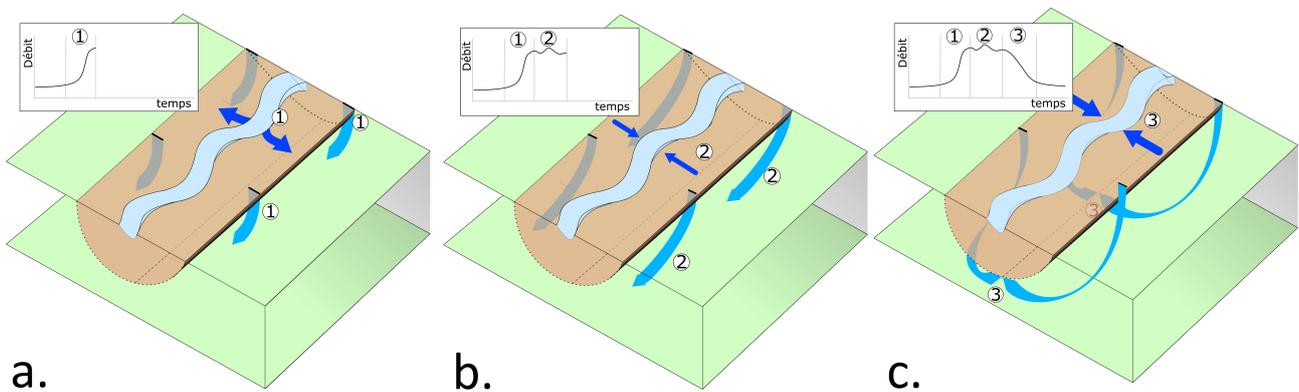


FIGURE 1.5 – Schéma conceptuel des écoulements souterrains d'une plaine alluviale en période de crue (modifié d'après Labarthe 2016) ; a) Représentation des flux durant la montée de la ligne d'eau ; b) Représentation des flux en période de hautes eaux ; c) Représentation des flux lors de la récession

En régime naturel et hors période de crue, l'aquifère régional est drainé par la nappe alluviale,

elle-même drainée par le cours d'eau. Ce fonctionnement résulte des contrastes de perméabilité généralement observés entre les aquifères régionaux moins perméables, et alluviaux, plus perméables (Bendjoudi et al., 2002). La figure 1.5 synthétise l'évolution du niveau piézométrique d'une nappe alluviale au cours d'une crue. Trois états du déroulement d'une crue sont ici différenciés :

- Durant la montée des eaux, le régime d'échange nappe-rivière initial s'inverse et une infiltration depuis le cours d'eau vers les alluvions puis vers l'aquifère régional se produit (Fig.1.5.a.). Selon l'étude menée par Jung et al. (2004), lorsque l'élévation de la ligne d'eau est suffisamment rapide, le nivellement du niveau piézométrique est accéléré du fait des apports latéraux provenant de la nappe et de l'aquifère, et ceci entraîne une montée rapide du niveau de la nappe alluviale (Fig.1.6).

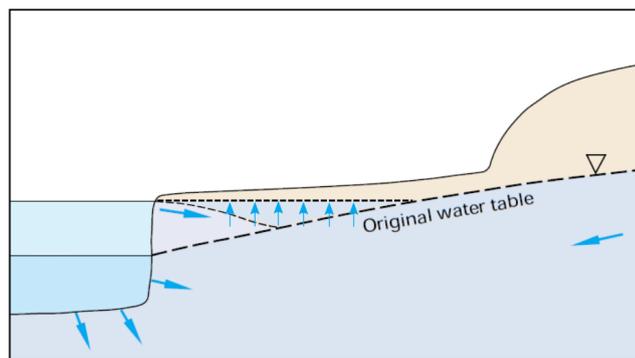


FIGURE 1.6 – Schéma illustrant la rencontre des eaux infiltrées et des eaux initiales de la nappe alluviale, selon Jung et al. (2004), l'élévation rapide du niveau piézométrique au droit de cette rencontre constitue une barrière hydraulique aux écoulements souterrains de la plaine alluviale (modifié d'après Winter et al. 1998).

- Durant la période de hautes eaux, le système atteint un état d'équilibre avec peu d'échanges entre la nappe alluviale et l'aquifère régional. Le débit du cours d'eau est légèrement soutenu par le drainage de la nappe alluviale (Fig.1.5.b.). En cas de débordement du cours d'eau à cette période, l'infiltration de l'eau par la zone non saturée amplifie la recharge de la nappe alluviale.
- Durant la période de récession, la diminution de la ligne d'eau entraîne une vidange rapide de la nappe alluviale vers le cours d'eau, en cas de débordements, cette vidange peut être prolongée,

le temps que l'eau s'infiltré depuis les surfaces inondées (Winter et al., 1998). Enfin, le drainage de l'aquifère régional vers la nappe alluviale entraîne une alimentation de la nappe alluviale (Fig.1.5.c.). Par ces processus, la période de récession du cours d'eau est susceptible d'être prolongée.

Le cas général de l'orientation des échanges nappe-rivière décrit ci-dessus peut être modulé par les conditions piézométriques initiales au passage de la crue. Suivant l'état de remplissage de l'aquifère alluvial, les échanges nappe-rivière peuvent avoir différents effets sur l'amplitude de la crue :

- dans le cas d'une nappe alluviale initialement basse, l'effet tampon contribue d'abord à absorber une partie de l'onde de crue par infiltration pour la restituer ensuite ;
- dans le cas d'une nappe alluviale initialement haute, l'infiltration est stoppée, entraînant des ruissellements de surface directement restitués au cours d'eau, aggravant ainsi le pic de crue. De plus, et *a fortiori* en cas de débordement, le drainage des aquifères contribue à prolonger sensiblement la période de récession.

## 1.4 Spécificités du milieu urbain

### 1.4.1 Caractéristiques générales des écoulements en milieu urbain

La caractérisation des écoulements souterrains en milieu urbain est une problématique majeure pour les responsables de la gestion de crise, car l'incertitude sur les niveaux de nappe y est plus importante que dans les milieux naturels. En effet, l'hétérogénéité (variations latérales de faciès) des formations géologiques est accrue par la présence d'hétérogénéités artificielles (remaniement et remblais). De plus, les fuites des réseaux d'assainissement et d'approvisionnement en eau peuvent parfois à elles seules modifier le fonctionnement hydrologique d'une zone. En régime naturel, l'affleurement de nappe se produit de manière saisonnière et alimente les zones humides naturelles tandis que dans un milieu urbain, l'occupation du sous-sol, l'imperméabilisation des sols, l'hétérogénéité des remblais, et les usages de l'eau imposent un contexte complexe augmentant le caractère imprévisible des remontées de nappe (Macdonald et al., 2012).

En général, le contexte urbain hors période de crue produit le rabattement du niveau piézométrique

de l'aquifère superficiel, en raison des prélèvements en eau. Les usages des eaux souterraines ont évolué au cours de l'histoire des grands centres urbains. Depuis la diminution des activités industrielles au centre des grands pôles urbains européens, l'arrêt des pompages associés à ces activités a entraîné une remontée importante des niveaux de nappe dans les centres urbains désindustrialisés. Entre les années 1960 et les années 1990, la nappe phréatique est remontée de près de 15 m à Londres (Jones, 2007), 10 m à Liverpool (Morris et al., 2003), 6 m à Paris (Lamé, 2013). Les remontées de nappe faisant suite à la désindustrialisation des centres urbains ont fait l'objet de nombreuses études sur la plupart des continents (Mudd et al., 2004; Hayashi et al., 2009; George, 1992; Hernández and González, 1997; Vázquez-Suñé et al., 2005; Al-Sefry and Şen, 2006; Wilkinson, 1985; Lerner and Barrett, 1996). La diminution des prélèvements en eau faisant suite à la désindustrialisation ne suffit cependant pas à empêcher le rabattement du niveau piézométrique de l'aquifère superficiel en zone urbaine. Les prélèvements y servent aujourd'hui notamment à alimenter les systèmes de climatisation, mais surtout à protéger de l'infiltration dans les structures souterraines (métro, parking), les eaux d'exhaure étant généralement rejetées dans le réseau d'assainissement. Le rabattement permanent des niveaux de nappe entraîne une perturbation du régime naturel d'échanges nappe-rivière en période de basses eaux. L'abaissement du niveau piézométrique sous le niveau d'eau en rivière empêche le drainage de la nappe. Dans un cas extrême d'augmentation de la différence de charge entre la nappe et la rivière jusqu'à une valeur limite, la nappe et la rivière peuvent être déconnectées par la mise en place d'une zone non saturée sous le cours d'eau (Dillon and Liggett, 1983; Osman and Bruen, 2002; Fox and Durnford, 2003; Wang et al., 2011; Rivière et al., 2014).

Lors du passage d'une crue en zone urbaine, l'élévation du niveau d'eau en rivière perturbe le système hydrogéologique urbain en propageant l'onde de crue au sein de l'aquifère alluvial. Les écoulements souterrains empruntent alors les chemins préférentiels de l'aquifère alluvial. L'encombrement du sous-sol produit différents effets sur les écoulements souterrains selon la nature de la structure, deux types d'effet peuvent être observés : un effet obstacle dans le cas des structures étanches, ou un effet drain dans le cas des structures perméables (Fig.1.7). Dans tous les cas, ces structures souterraines accentuent l'hétérogénéité du milieu, et constituent aussi bien des barrières hydrauliques, que des chemins d'écoulement préférentiels (Macdonald et al., 2012).

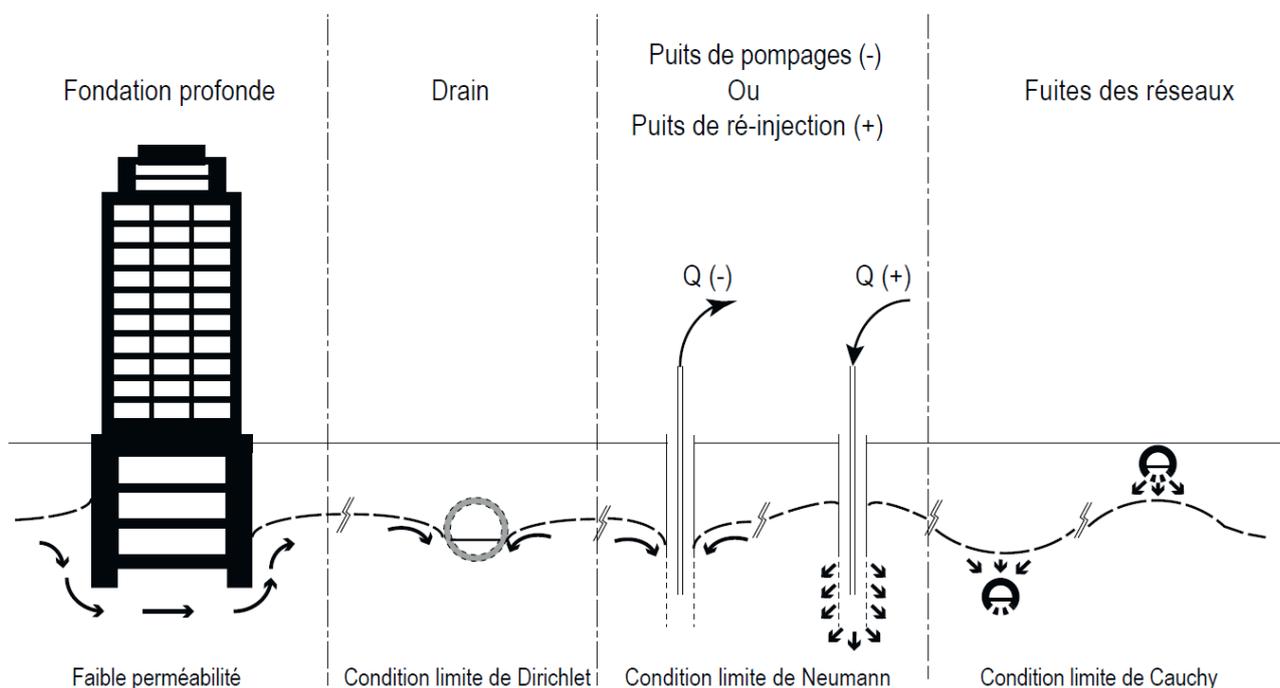


FIGURE 1.7 – Schéma représentant le conditionnement de la nappe par la présence de structures souterraines (d'après Attard 2017)

### 1.4.2 Milieu hydrogéologique de l'agglomération parisienne

L'exemple de l'agglomération parisienne correspond à un contexte urbain résultant d'une histoire ancienne d'urbanisation du sous-sol. Il est attendu que plus les structures souterraines du sous-sol parisien sont récentes (parking, bâti récent), plus les travaux d'étanchéité dont elles ont fait l'objet le sont aussi. Ainsi, les structures récentes font davantage obstacle aux écoulements souterrains que les structures plus anciennes. Les constructions modernes correspondent également aux constructions les plus profondes. À l'inverse, les constructions anciennes, nombreuses dans le sous-sol parisien (caves des immeubles haussmanniens, réseau d'assainissement et métro), sont supposées moins étanches, et davantage impactées par les venues d'eau. L'évolution des méthodes de fondation a conduit à l'élaboration de fondations étanches produisant un important effet barrière qui freine les écoulements souterrains localement (Filliat, 1981), tout en ayant un effet mineur sur les écoulements de nappe à l'échelle de l'agglomération (Ventura-Mostacchi, 2017). Les structures les plus profondes (ligne 14 du

métro, portions enterrées des RER A, B, D et E) sont construites de façon à demeurer sous le niveau de nappe de manière permanente et constituent donc de réelles barrières étanches. Ces structures ne sont donc pas particulièrement vulnérables.

La configuration de l'interface nappe-rivière en agglomération parisienne est également un élément clé de l'étude des remontées de nappe de cette zone. Les alluvions de la Seine et de la Marne sont structurées comme une superposition de remblais hétérogènes, d'alluvions modernes peu perméables et d'alluvions anciennes perméables. À cela s'ajoute la nature de l'endiguement de la Seine en matériaux relativement perméables (Ventura-Mostacchi, 2017). Le dragage du lit de la Seine a également conduit à l'affleurement des alluvions anciennes sous la Seine, constituant ainsi une zone d'infiltration préférentielle (Fig.1.8).

Le sous-sol de l'agglomération parisienne demeure vulnérable aux remontées de nappe induites par les crues de la Seine en raison de l'ancienneté d'une partie des structures souterraines, peu étanches et de l'incertitude concernant le maintien du fonctionnement des pompages durant les périodes de crue. Un exemple de l'imprévisibilité des inondations souterraines à Paris est donné par la crue de janvier 1910, durant laquelle le parvis de la gare Saint Lazare, situé à 1500 m du cours d'eau s'est vu inondé par la propagation de l'inondation au travers d'une galerie de métro en chantier. D'après le rapport Picard établi à la suite des inondations de 1910, l'inondation du métro au niveau de la Gare St-Lazare a été provoquée par l'infiltration des eaux souterraines, et le débordement des eaux de surface dans les tunnels du métro et du réseau d'assainissement.

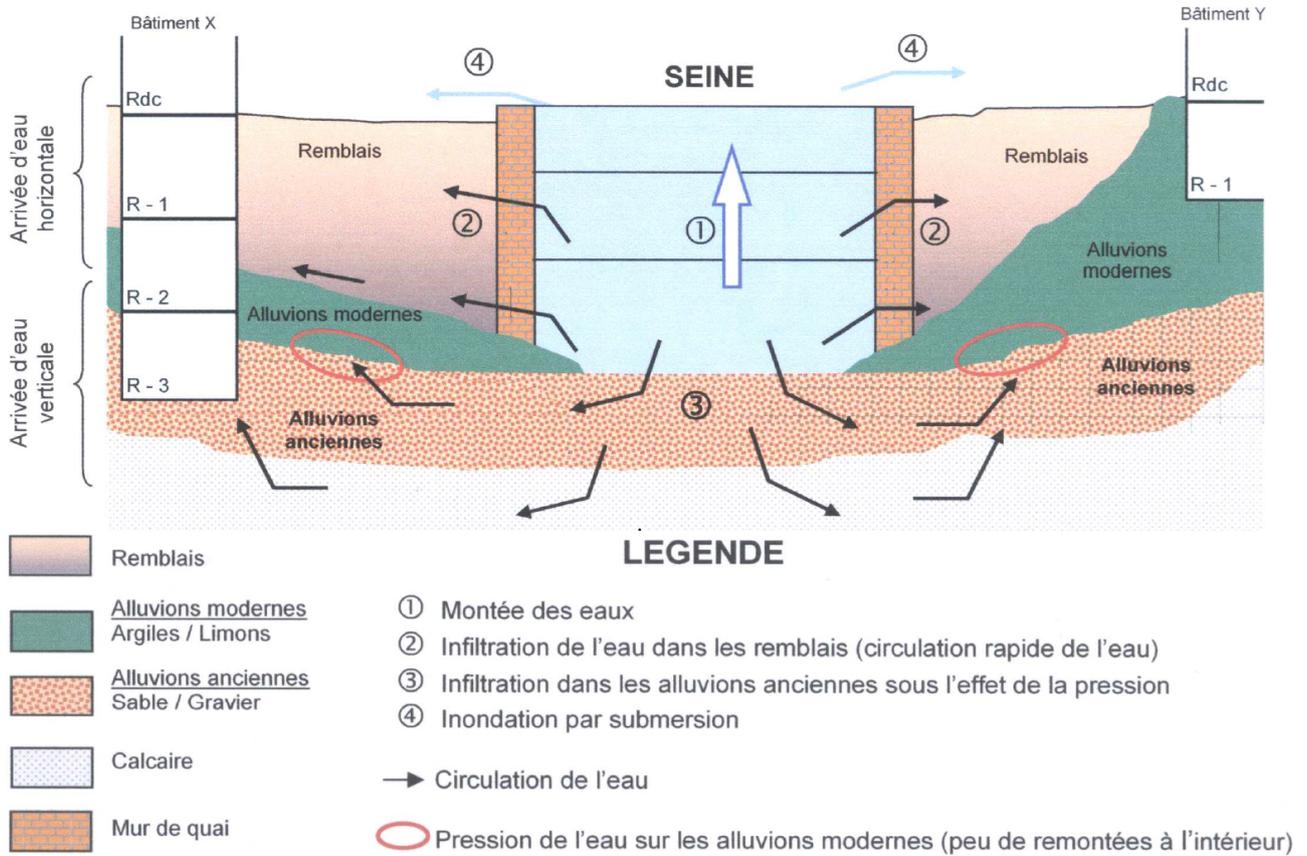


FIGURE 1.8 – Schéma représentant les interactions nappe-rivière lors d'une montée des eaux en milieu urbain (d'après IGC - Ville de Paris et PSSIZ 2006)

## 1.5 Points clés

- Le risque inondation par remontées de nappe est étroitement lié au risque inondation par débordement. Cependant, les zones vulnérables aux remontées de nappe sont moins bien connues. Par ailleurs, les réseaux souterrains peuvent être impactés avant le débordement des cours d'eau.
- Les remontées de nappes d'un aquifère d'extension régionale engendrent des inondations sur de longues périodes et en entraînant la saturation des sols, empêchent l'infiltration et accentuent l'intensité du pic de crue. La durée de la période de récession est également prolongée du fait de la contribution du drainage des aquifères régionaux au débit des cours d'eau.
- Les remontées de nappe d'un aquifère alluvial, en réponse à l'élévation de la ligne d'eau du cours d'eau, mettent en jeu des processus rapides d'infiltration de la rivière vers la nappe et de vidange de l'aquifère alluvial.
- Les problématiques de remontée de nappe en milieu urbain mettent en jeu une série de facteurs complexes, comme l'effet de l'occupation du sous-sol sur les écoulements souterrains, l'imperméabilisation des sols, et les prélèvements d'eaux souterraines associés aux usages anthropiques.
- Dans un contexte d'urbanisation dense comme l'agglomération parisienne, les infrastructures souterraines prennent une importance croissante et les réseaux enterrés jouent un rôle majeur, c'est pourquoi la vulnérabilité au risque d'inondations par remontées de nappe y est en constante augmentation.

## Chapitre 2

# Présentation du contexte hydrologique et hydrogéologique de l'agglomération parisienne

L'étude des remontées de nappe présente un intérêt particulier en agglomération parisienne, car non seulement cette zone est vulnérable au risque inondation par débordement mais elle présente également un mode d'aménagement urbain la rendant particulièrement vulnérable aux remontées de nappe. La zone étudiée durant cette thèse correspond à l'agglomération parisienne, délimitée par les limites des départements de petite couronne (92, 93, 94). Cette zone englobe la quasi-totalité de l'unité urbaine de Paris et compte près de 11 millions d'habitants parmi lesquels 830 000 résident en zone inondable (EPTB - Seine Grands Lacs, 2014).

Les flux hydrologiques et hydrogéologiques se produisant dans l'agglomération s'inscrivent au sein de la dynamique de l'hydrosystème Seine à l'amont de Paris. En effet, les crues de la Seine et de la Marne responsables des inondations de l'agglomération parisienne sont générées par une succession de processus hydrologiques, hydrogéologiques et hydrauliques dont le point de départ correspond à un ou plusieurs événements de précipitations. C'est pourquoi la description du comportement hydrologique et hydrogéologique du bassin versant amont de Paris est requise pour la compréhension des flux au sein de l'agglomération parisienne. Cette section donne une description du contexte hydraulique et

hydrologique, et du milieu géologique de l'agglomération parisienne ainsi que du bassin versant amont de Paris.

## 2.1 Définition locale de l'environnement parisien

### 2.1.1 Cadre géographique de l'agglomération parisienne

Paris intramuros et les trois départements de petite couronne (92, 93, 94) couvrent une superficie totale de 760 km<sup>2</sup> comprenant le centre de l'agglomération parisienne et la plupart des communes constituant l'unité urbaine parisienne. L'urbanisation de Paris a évolué de manière concentrique, depuis le centre historique de Paris, vers les arrondissements de la périphérie, puis vers les départements de petite couronne. L'extension de l'agglomération parisienne s'est déroulée en plusieurs phases, depuis le développement majeur du XIX<sup>ème</sup> siècle, jusqu'au développement urbain actuel. L'occupation du sol de Paris intramuros est principalement constituée d'un tissu urbain continu densément peuplé depuis les travaux haussmanniens de la fin du XIX<sup>ème</sup>, tandis que les départements de petite couronne étaient alors faiblement urbanisés. Le développement urbain de la petite couronne a réellement débuté durant les années 1910 à partir desquelles la population de Paris intramuros s'est stabilisée autour de 3 millions d'habitants. L'extension des communes périphériques s'est accompagnée du développement d'activités industrielles, notamment en Seine-Saint-Denis ainsi que dans les Hauts-de-Seine.

Depuis les années 1950 jusqu'à aujourd'hui, les départements de périphérie se sont progressivement peuplés et désindustrialisés. Cette évolution a conduit à la répartition actuelle de l'urbanisation de l'agglomération parisienne, principalement composée d'un tissu urbain continu et d'installations industrielles et commerciales (Fig.2.1). Les bois de Vincennes (10 km<sup>2</sup>) et de Boulogne (8,5 km<sup>2</sup>) représentent les principaux espaces verts de l'agglomération.

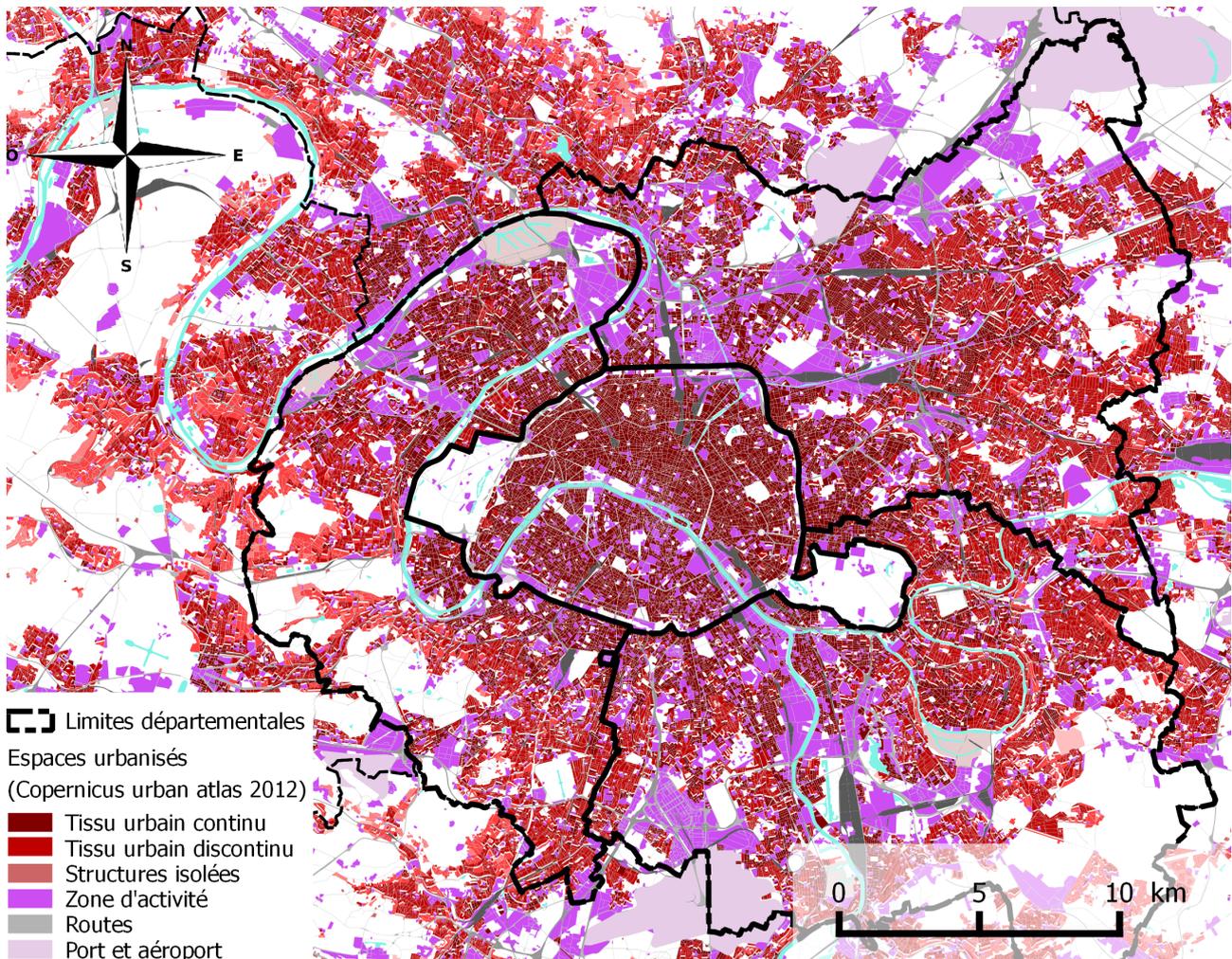


FIGURE 2.1 – Carte de l’occupation du sol de l’agglomération parisienne (Copernicus Land Monitoring Service, 2012).

### 2.1.2 Fonctionnement du réseau d’assainissement de l’agglomération parisienne

Le réseau d’assainissement a pour fonction principale de collecter les eaux usées, il peut également servir à collecter les eaux pluviales suivant le type de réseau d’assainissement :

- Le réseau unitaire mélange les eaux domestiques et les eaux pluviales et les envoie vers les stations d’épuration. En cas de saturation du réseau par les eaux pluviales, le surplus est rejeté directement dans le réseau hydrographique par les déversoirs d’orage. La mise en place de

ce type de fonctionnement était répandue à la fin du XIX<sup>ème</sup> et au début du XX<sup>ème</sup> siècle. Son principal avantage est de concentrer les rejets au sein d'un réseau unitaire visitable donc facile d'entretien. Cependant, les inconvénients concernant le traitement des eaux collectées par temps de pluie ont ensuite conduit à la mise en place d'un autre type de fonctionnement.

- Le réseau séparatif consiste à collecter les eaux pluviales et les eaux usées dans deux réseaux séparés. Ce type de fonctionnement se rapporte davantage aux zones urbaines récentes. Dans ce type de réseau d'assainissement, les eaux de pluie empruntent un réseau secondaire distinct qui se déverse dans les cours d'eau généralement sans aucun traitement préalable.

En agglomération parisienne, les deux types de fonctionnements sont représentés avec un réseau unitaire à Paris intramuros et dans les communes limitrophes et un réseau séparatif sur les zones périphériques (Fig.2.2). Le réseau unitaire a été mis en place à Paris depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle, avec aujourd'hui près de 2400 km de conduits. La totalité des anciens ruisseaux et petits cours d'eau préexistants de l'agglomération parisienne (Bièvre, ruisseaux de Montmartre, de Belleville et de Ménilmontant) a été canalisée et intégrée au réseau d'assainissement ou bien asséchée (Soyer, 1953b). Les galeries du réseau d'assainissement de Paris servent également à conduire les réseaux d'alimentation en eau potable et de télécommunication, ce qui en fait un facteur majeur de la vulnérabilité urbaine.

La gestion du réseau d'assainissement est assurée par trois types d'opérateurs : les eaux usées des particuliers sont collectées par les réseaux d'assainissement communaux qui alimentent ensuite le réseau d'assainissement départemental, lequel débouche enfin vers le réseau du SIAAP (Syndicat Interdépartemental pour l'Assainissement de l'Agglomération parisienne), responsable du traitement des eaux usées. Les eaux traitées par le SIAAP sont ensuite rejetées dans le réseau hydrographique en amont ou en aval de l'agglomération.

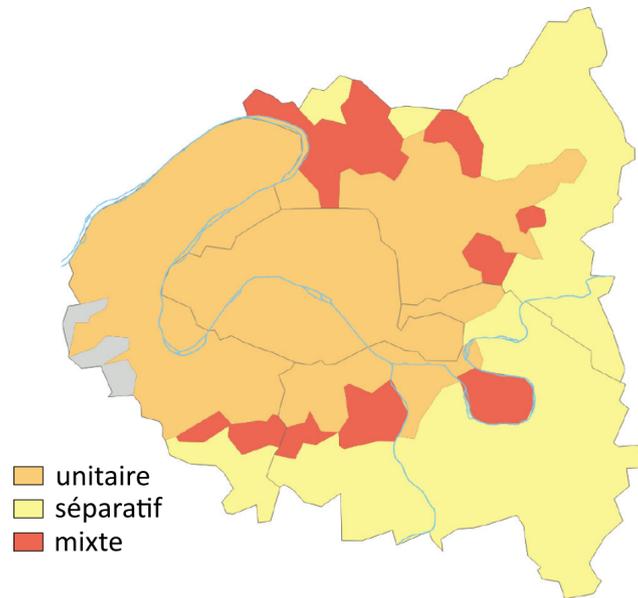


FIGURE 2.2 – Mode de fonctionnement du réseau d’assainissement de l’agglomération parisienne (d’après (Lotfi et al., 2016)).

### 2.1.3 Hydraulique fluviale de la Seine et de la Marne

Le réseau hydrographique actif de l’agglomération parisienne est principalement constitué par la Seine et la Marne, dont la confluence se situe à Alfortville. La géométrie de leur lit et la hauteur d’eau sont maintenues afin de répondre aux besoins du transport fluvial. Plusieurs types d’aménagements sont réalisés afin de réguler le niveau d’eau :

- Le lit des cours d’eau est régulièrement dragué.
- Les berges sont endiguées en maçonnerie et en palplanches dans leur totalité (Paris intramuros) ou partiellement (petite couronne).
- Le niveau d’eau en rivière est régulé par l’action de barrages de navigation situés en amont et en aval de Paris.
- En complément, des murettes anti-crues, auxquelles s’ajoutent des batardeaux pour boucher les passages, s’élèvent à une hauteur protégeant Paris intramuros d’une crue de type 1910 et de type 1924 en petite couronne.

## CHAPITRE 2. PRÉSENTATION DU CONTEXTE HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

La ligne d'eau est régulée en retenue normale à la cote de 26,92 m NGF à la station Austerlitz. Hors période de crue, ce niveau est maintenu entre l'écluse de Port-à-l'Anglais à Alfortville et l'écluse de Suresnes. Il existe une pente faible de la ligne d'eau de l'ordre de 0,01 ‰. La figure 2.3 présente une interpolation linéaire de la cote de la ligne d'eau entre chaque station hydrologique.

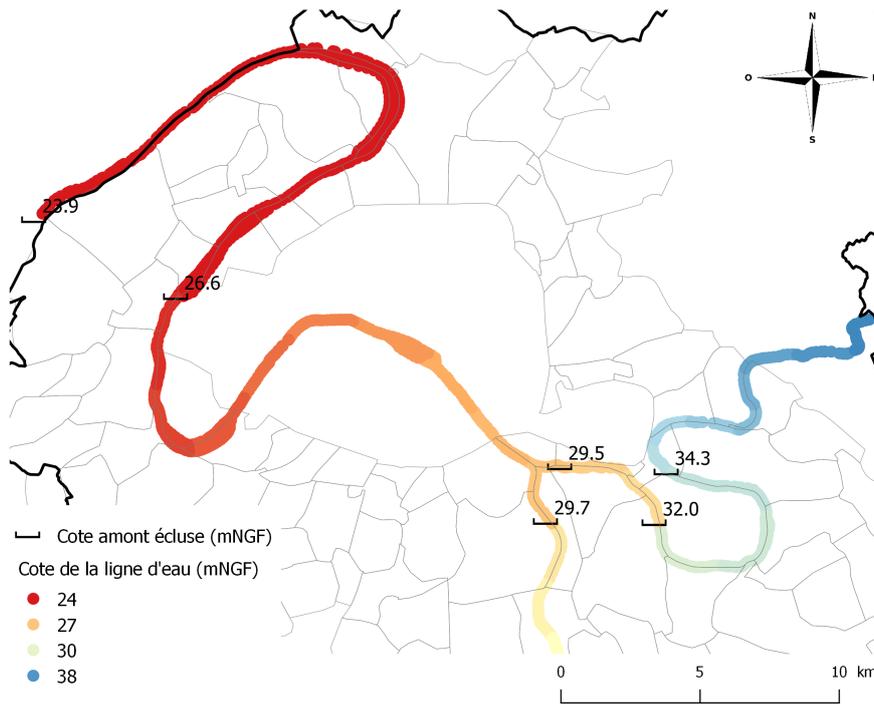


FIGURE 2.3 – Cote NGF de la ligne d'eau de la Seine en retenue normale ( $Q < 600 \text{ m}^3/s$ ) et des retenues à l'amont des écluses.

### 2.1.4 Géologie de l'agglomération parisienne

La géologie de Paris a été étudiée en détail lors des recherches associées à la réalisation des réseaux d'assainissement et du métro à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, et au début du XX<sup>ème</sup> siècle (Soyer, 1953b). La ville de Paris repose sur un empilement de couches géologiques du Tertiaire au sommet de la formation de la craie. La série stratigraphique du Tertiaire consiste en une alternance de dépôts continentaux (fluvio lacustre) et marins de plate-forme.

Les sédiments datés de l'Oligocène (Calcaire de Brie, Sables de Fontainebleau) affleurent au niveau

## 2.1. DÉFINITION LOCALE DE L'ENVIRONNEMENT PARISIEN

des buttes-témoins telles que Montmartre et les Lilas. La couche des Masses et Marnes du Gypse affleure au nord de Paris, dans le département de Seine-Saint-Denis, ainsi que sur les plateaux dans les départements des Hauts-de-Seine et de Val-de-Marne. La particularité de ces couches sédimentaires est la présence de carrières souterraines, notamment dans les couches du Calcaire Grossier et des Masses et Marnes du Gypse, qui ont été exploitées pour l'extraction de matériaux de construction. De plus, les alluvions ont fait l'objet de l'exploitation intensive de granulats, se traduisant par la présence de gravières dans le lit majeur de la Seine et de la Marne (Mégnyen, 1980). Ces gravières ont été remblayées par des matériaux d'origine variée pouvant présenter de très importants contrastes de perméabilité.

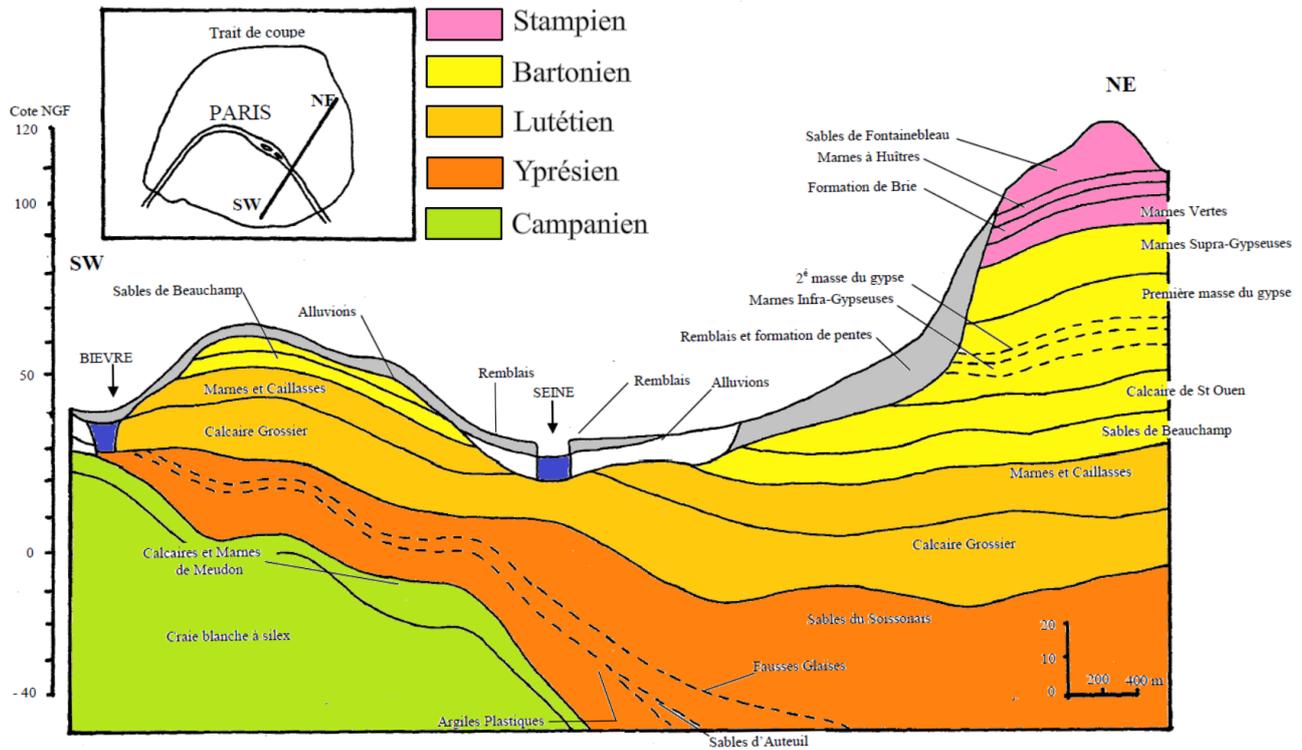


FIGURE 2.4 – Coupe schéma géologique de Paris (Prunier-Leparmentier, 1988)

Parmi les aquifères parisiens, plusieurs sous-ensembles sont différenciés (Prunier-Leparmentier, 1988) :

- la nappe de la Craie ;

- la nappe de l'Yprésien : Sables du Soissonais ;
- la nappe du Lutétien : Calcaire Grossier et Marnes et Caillasses ;
- la nappe du Bartonien : Sables de Beauchamp, Calcaire de Saint-Ouen, Masses et Marnes du Gypse ;
- la nappe des alluvions anciennes, localement remblayée ou recouverte par les alluvions modernes, est en contact avec les quatre systèmes aquifères précédents ;
- les Calcaires de Champigny, de Brie et les Sables de Fontainebleau constituent également des couches aquifères, perchées sur les buttes-témoins, et qui interagissent indirectement avec les alluvions et le cours d'eau.

## 2.2 Contexte du bassin versant amont de Paris

### 2.2.1 Géographie du bassin versant de la Seine

La Seine draine un bassin versant de près de 75 000 km<sup>2</sup> à son embouchure regroupant 30 % de la population française. La topographie de ce bassin est relativement plate et les principaux reliefs sont associés au réseau hydrographique, résultant de l'incision des plateaux du bassin sédimentaire de Paris par les cours d'eau, active depuis 1 Ma (Mégny, 1980).

La topographie du bassin de la Seine, globalement peu prononcée, présente une pente variant de 0,1 ‰ à 0,3 ‰. Les écoulements de surface suivent généralement cette pente depuis les points hauts du bassin au nord-est, à l'est, au sud et au sud-ouest du bassin versant (Plateau picard, Barrois, Morvan, Beauce, Perche) jusqu'à l'estuaire de la Seine au Havre. Cette faible pente topographique impose une morphologie méandrique aux cours d'eau majeurs. La régularité de la topographie permet de catégoriser deux types de paysages occupant la quasi-totalité du bassin (Fig.2.5) :

- Les plateaux tels que celui de la craie, de la Brie et de la Beauce, représentent une très large majorité de la superficie du bassin et sont majoritairement occupés par l'agriculture céréalière intensive au centre et par quelques prairies aux frontières du bassin (Billen et al., 2007).
- Les plaines alluviales, creusées par le réseau hydrographique sont occupées à l'état naturel par des zones humides et des forêts. Ces vallées concentrent également les plus grandes aggloméra-

## 2.2. CONTEXTE DU BASSIN VERSANT AMONT DE PARIS

tions du bassin (Paris, Reims, Troyes, Rouen, Le Havre, etc ...).

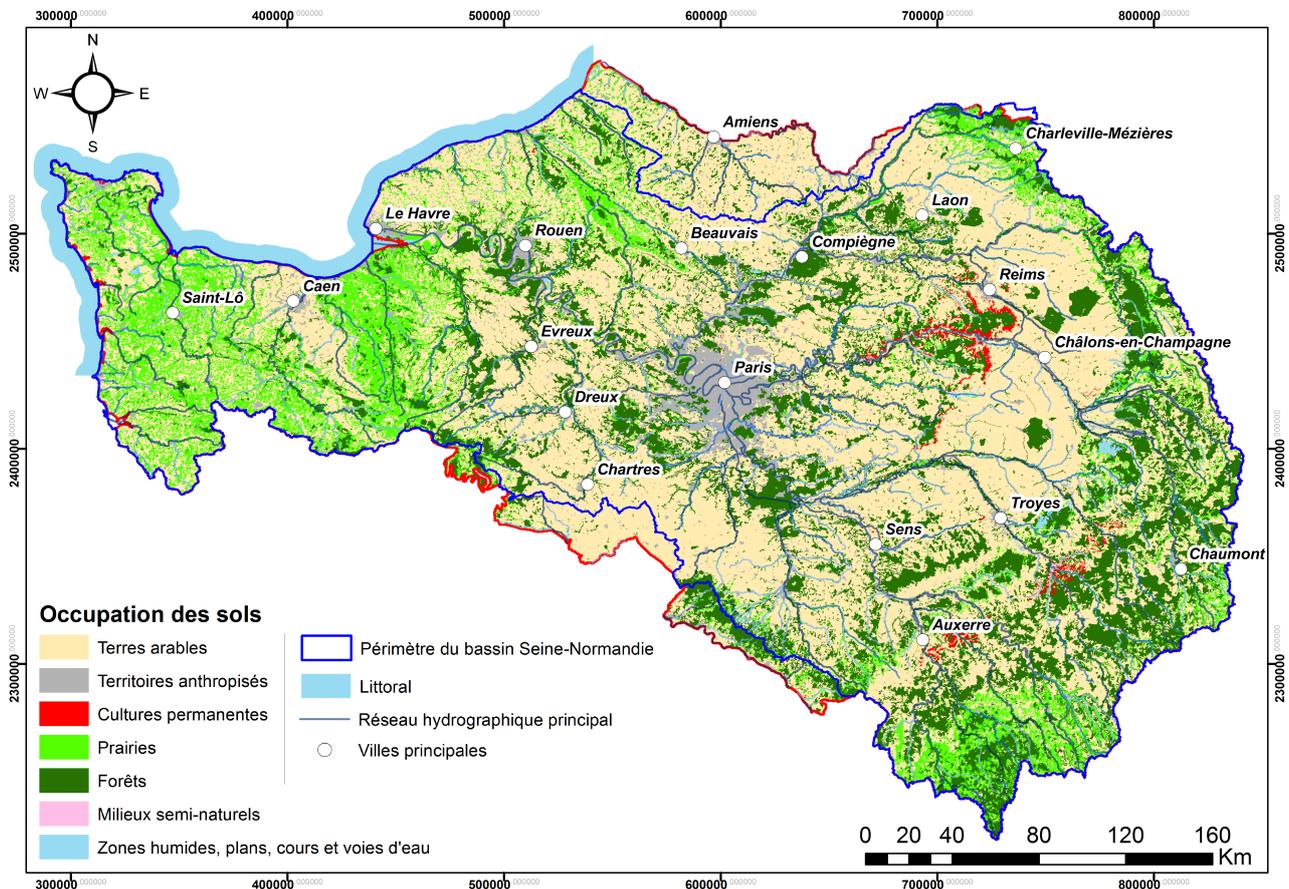


FIGURE 2.5 – Carte de l'occupation du sol du bassin Seine-Normandie (CORINE Land Cover 2006 d'après Gallois and Viennot 2018)

L'entité responsable de la gestion de l'eau à l'échelle du bassin versant de la Seine est l'Agence de l'Eau Seine-Normandie, qui anime dans ce cadre un comité de bassin regroupant les collectivités et les services de l'État. En agglomération parisienne, les crues de la Seine et de la Marne dépendent uniquement du bassin versant amont, limité à l'aval par la confluence Seine-Oise. Le bassin versant de la Seine à l'amont de Paris correspond au périmètre de gestion de l'EPTB (Établissement Public Territorial de Bassin) Seine Grands Lacs responsable du soutien d'étiage et de l'écroulement des crues sur ce périmètre (Fig.2.6).

## CHAPITRE 2. PRÉSENTATION DU CONTEXTE HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

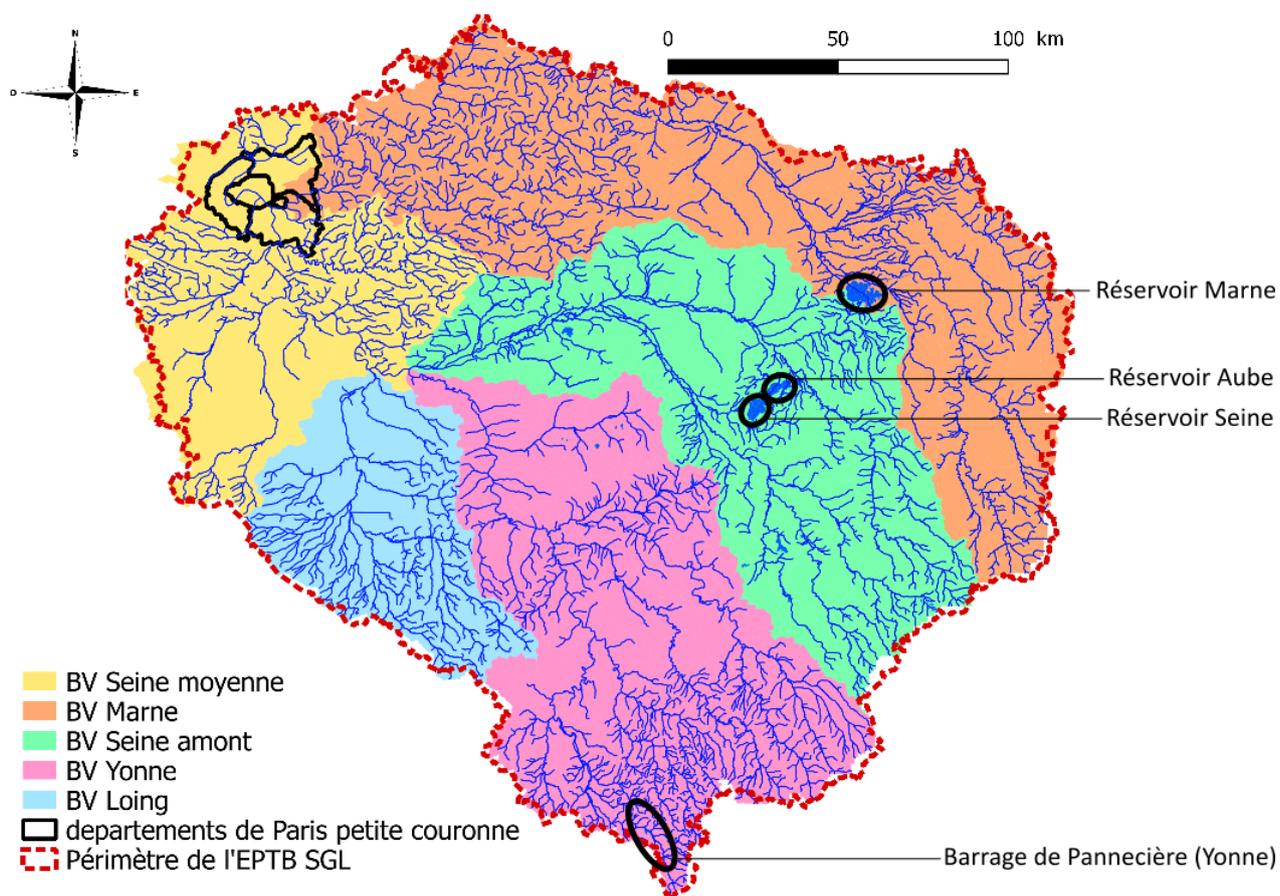


FIGURE 2.6 – Répartitions des sous-bassins versant situés à l'amont de Paris, périmètre de l'EPTB SGL et localisation des réservoirs

Le bassin versant de la Seine à Paris est soumis à un régime climatique pluvial océanique. Le fonctionnement hydrologique est modulé par les variations saisonnières de l'évapotranspiration. Les hautes eaux ont lieu lors de la période hivernale, entre les mois de décembre et mars, tandis que les basses eaux se produisent en été entre les mois de juillet et septembre (Fig.2.7). Les températures sont en moyenne comprises entre 15 et 25°C en juillet et entre 1 et 7°C en janvier pour la région parisienne. La pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 800 et 1000 mm. Les précipitations sont en moyenne plus importantes sur les zones élevées du bassin, comme sur le massif du Morvan (1300 à 1400 mm/an). En revanche, la pluviométrie moyenne des zones présentant une topographie peu

## 2.2. CONTEXTE DU BASSIN VERSANT AMONT DE PARIS

accentuée est plus faible (700 à 800 mm/an), en particulier sur le plateau de la Beauce (550 mm/an), en partie drainé par le Loing et l'Essonne.

Le réseau hydrographique, qui s'écoule du sud-est au nord-ouest, peut être divisé en cinq sous-bassins (Fig.2.6) : la Marne, la Seine amont et l'Yonne sont directement régulées par l'action des lacs-réservoirs de l'EPTB Seine Grands Lacs situés en amont, la Seine moyenne étant elle-même fortement influencée par cette régulation, seuls les affluents dont le Loing, mais aussi les autres cours d'eau franciliens (Essonne, Orge et Yerres) échappant à cette régulation.

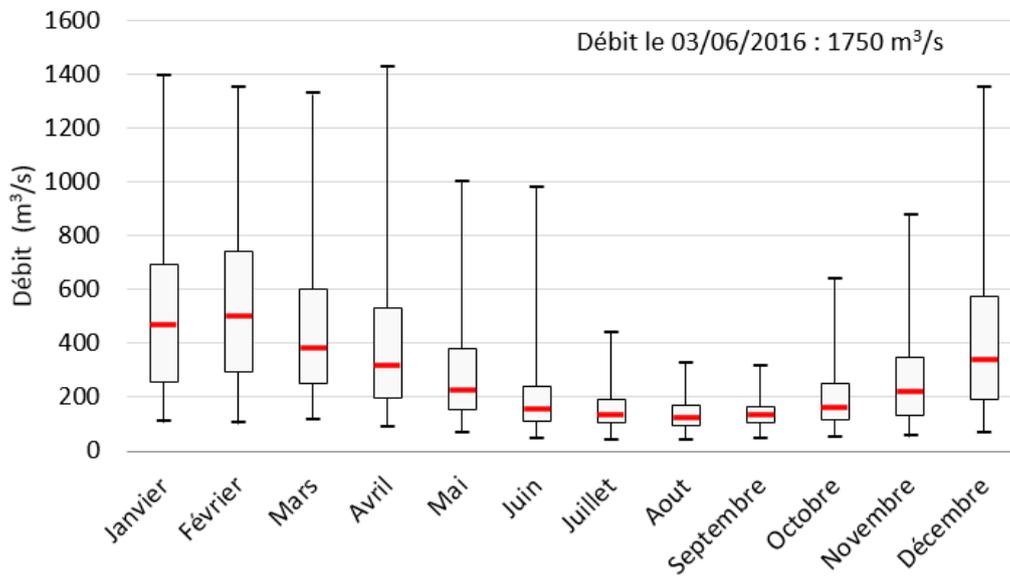


FIGURE 2.7 – Débits moyens mensuels observés sur la Seine à la station de Paris Austerlitz

Les lacs réservoirs de l'EPTB Seine Grands Lacs, mis en place entre 1928 et 1990, présentent une capacité de stockage totale de 830 millions de m<sup>3</sup>. Le barrage de Pannecière, opérationnel depuis 1949, se situe dans le Morvan sur l'Yonne avec une capacité de stockage d'environ 80 millions de m<sup>3</sup>. Les trois autres lacs (Seine, Aube, Marne) sont aménagés en dérivation du cours d'eau ; ils constituent à eux trois la majorité de la capacité de réserve de 750 millions de m<sup>3</sup> (EPTB - Seine Grands Lacs, 2017b). Ces réservoirs contrôlent le débit de la Seine, notamment en période d'étiage, où ils apportent régulièrement une contribution de l'ordre de 50 % du débit de la Seine à Paris Austerlitz (EPTB - Seine Grands Lacs, 2017a).

### 2.2.2 Géologie du bassin de la Seine

Le bassin versant de la Seine est situé au centre du bassin sédimentaire de Paris. Cet empilement sédimentaire repose sur le socle cristallin anté-permien, délimité par le massif Armoricaïn, Central, des Vosges et des Ardennes, et par la Manche au nord-ouest (Fig.2.8). Ce bassin est composé d'une succession de couches pouvant atteindre une épaisseur totale de près de 3000 m en son point le plus profond au niveau du département de la Seine-et-Marne. La nature des dépôts sédimentaires est globalement d'origine marine, sans discordance du Trias au Crétacé supérieur. Les sédiments du Tertiaire reposant sur la formation de la craie (Crétacé supérieur) se sont déposés dans un contexte d'alternance entre incursions marines et régimes fluviolacustres.

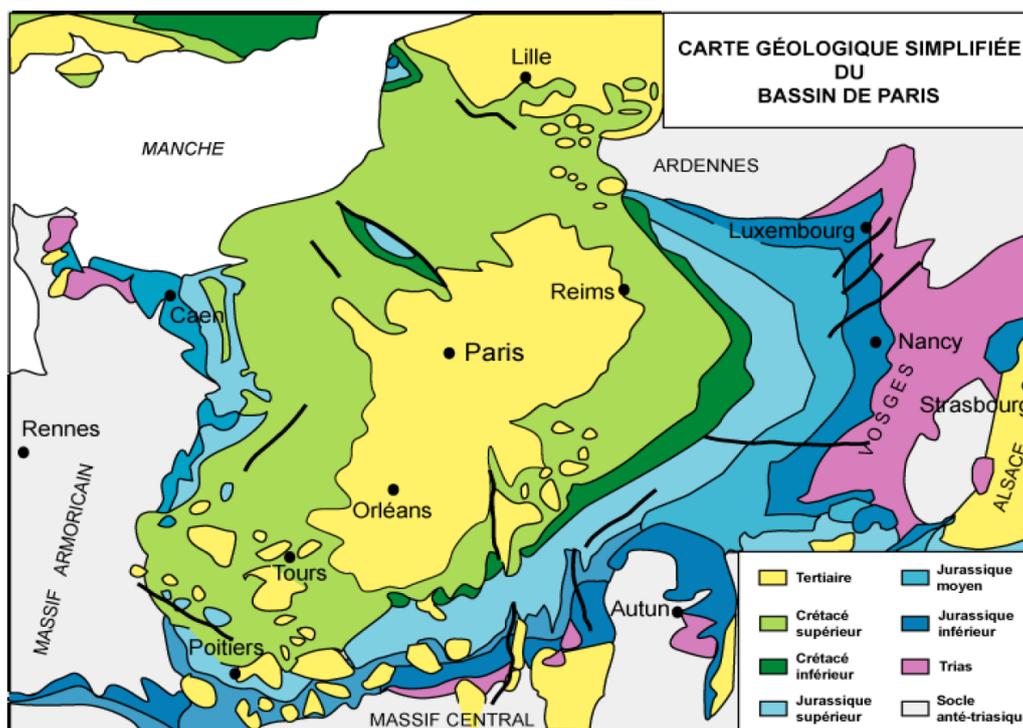


FIGURE 2.8 – Carte géologique simplifiée du Bassin parisien (d'après Mégnien 1980)

On peut distinguer plusieurs grands ensembles aquifères du bassin de Paris de la base au sommet (Guillocheau et al., 2000) :

- les grès triasiques, exploités en géothermie dans le Sud et l'Est du bassin

## 2.3. DÉFINITION DE LA STRATÉGIE DE SUIVI HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

---

- l'ensemble multicouche des calcaires du Dogger présentant des eaux salines exploitées en géothermie ;
- la nappe des sables de l'Albien, exploitée pour l'alimentation en eau potable ;
- l'aquifère de la Craie, d'une épaisseur pouvant atteindre 800 m sous le plateau de la Brie, majoritairement exploité pour l'irrigation et l'alimentation en eau potable ;
- l'ensemble multicouche du Tertiaire, au centre du bassin, alternance principalement composée de sables marins et de calcaires lacustres.

Du Quaternaire à nos jours, cette pile sédimentaire s'est vue érodée par le réseau hydrographique. Les variations climatiques ont eu une influence sur le régime des cours d'eau. Durant la période glaciaire du Riss (il y a 140 000 à 200 000 ans), les alluvions anciennes sous forme de sédiments sableux grossiers ont été déposées par les divagations du réseau hydrographique. Lors de la période glaciaire du Würm (il y a 10 000 à 120 000 ans), les alluvions modernes se sont mises en place sous forme de sédiments plus fins argilo-sableux (Soyer, 1953b). Ces formations alluviales constituent un milieu aquifère particulier, situé à l'interface entre le réseau hydrographique et les aquifères d'extension régionale, avec une perméabilité généralement élevée, et un fort degré d'hétérogénéité.

## 2.3 Définition de la stratégie de suivi hydrologique et hydrogéologique de l'agglomération parisienne

### 2.3.1 Dispositif de suivi hydrologique

Les mesures hydrologiques et hydrogéologiques effectuées au sein de l'agglomération parisienne sont un moyen de caractériser la dynamique des eaux de surface et souterraines. Les mesures permettent d'observer et d'enregistrer la réponse d'un hydrosystème, en matière de débit et de niveau piézométrique, aux forçages atmosphériques tels que les précipitations (Flipo, 2013). Il s'agit de mesures ponctuelles de variables continues dans l'espace et dans le temps qui peuvent être exploitées en alimentant les méthodologies de cartographie et de modélisation.

Le débit de la Seine à Paris est mesuré à Paris-Austerlitz depuis 1876, à la suite des travaux de l'ingénieur Belgrand sur la gestion urbaine des eaux (Belgrand, 1872). Aujourd'hui, le suivi du

débit de la Seine et de ses affluents est assuré par la DRIEE Île-de-France (Direction régionale et interdépartementale de l'environnement et de l'énergie) dont le réseau de stations hydrométriques recouvre la globalité du bassin versant de la Seine.

Historiquement, le débit de la Seine à Paris Austerlitz est déduit de la hauteur d'eau mesurée par l'ajustement d'une courbe de tarage tenant compte de l'effet des écluses de navigation, hors période de crue, sur la hauteur d'eau. Depuis 2006, la mise en place d'une station hydrométrique mesure le débit de la Seine par la méthode de l'ADCP (station ultrason). Les observations de la hauteur d'eau et du débit de la Seine à Paris-Austerlitz couvrent une période allant de 1885 à aujourd'hui. L'exploitation des chroniques de débit enregistrées a permis de caractériser les crues de la Seine en quantifiant leur période de retour. Le dimensionnement des ouvrages de protection hydraulique de Paris contre une crue de type 1910 (8,62 m à Paris-Austerlitz) dans Paris intramuros, et de type 1924 (7,30 m à Paris-Austerlitz) en petite couronne (EPTB - Seine Grands Lacs, 2014), découle notamment de ces observations.

### 2.3.2 Dispositif de suivi du niveau piézométrique

L'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne est étudié depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle à l'occasion des travaux haussmanniens (Delesse, 1862) ; sa représentation de l'époque est reportée en annexe 9.1. Depuis, plusieurs études ont décrit l'état de la nappe superficielle parisienne (Diffre 1969, annexe 9.2, Prunier-Leparmentier 1988, annexe 9.3, Zéglil 2011 et Lamé 2013, annexe 9.4), notamment lors de la période d'étiage de la Seine (fin de l'été et début de l'automne). Les cartes piézométriques produites ont permis d'observer la progression de l'impact des activités anthropiques sur les nappes. En effet, l'état dressé par Delesse (1862), considéré comme un état relativement naturel de la région de Paris, demeure le plus haut niveau de période de basses eaux observé à ce jour (Prunier-Leparmentier 1988 ; Lamé 2013). La construction du réseau de métro qui a débuté à cette période, et le développement d'activités industrielles au nord de l'agglomération ont ensuite entraîné une forte baisse de ce niveau naturel du fait de la multiplication des pompages en nappe. Le suivi périodique du niveau de la nappe débute en novembre 1978, avec les premiers piézomètres mis en place par l'IGC Paris (Inspection Générale des Carrières, service de la Ville de Paris). L'IGC dispose aujourd'hui d'un réseau de près de

### 2.3. DÉFINITION DE LA STRATÉGIE DE SUIVI HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

---

300 piézomètres en constante évolution (Fig.2.9). Parmi les autres réseaux de surveillance du niveau de nappe, les piézomètres des conseils départementaux de la Seine-Saint-Denis (31 piézomètres) et du Val-de-Marne (33 piézomètres) ont été mis en place depuis le début des années 2000. Depuis 2012, la Société du Grand Paris installe progressivement un réseau de suivi des niveaux de nappes (Fig.2.9). Parmi les piézomètres de la Société du Grand Paris, 71 piézomètres répartis le long des lignes en construction sont suivis régulièrement.

Les piézomètres présentés sur la figure 2.9 sont historiquement relevés mensuellement lors de tournées de mesure manuelle du niveau piézométrique. Cette organisation ne permet pas la production de chroniques piézométriques à haute fréquence, empêchant ainsi le suivi des dynamiques de crue. Ceci est d'autant plus problématique que lors de la plupart des situations de crue, le personnel est mobilisé par la gestion de crise, et n'est donc pas en mesure de procéder à la tournée de mesure du niveau piézométrique. Depuis 2017, le réseau de piézomètres de l'IGC est progressivement équipé de sondes à télérelève dans le but de produire un suivi automatisé bi quotidien du niveau de nappe. Ce dispositif a été expérimenté pour le suivi du niveau piézométrique lors de la crue de juin 2016 (Maillot et al., 2017), et sa mise en œuvre a débutée en 2017.

Les opérateurs de réseau de transport souterrain (RATP, SNCF) disposent également d'une quantité importante de piézomètres le long de leurs ouvrages, cependant, l'absence de suivi continu ne permet pas de les exploiter. Ces piézomètres sont généralement implantés uniquement pour le suivi des phases de chantier sur les ouvrages de la RATP et de la SNCF. Depuis les crues de juin 2016 et de janvier 2018, plusieurs actions sont menées par ces opérateurs afin de valoriser ces réseaux de piézomètres pour la gestion du risque inondation par remontées de nappe.

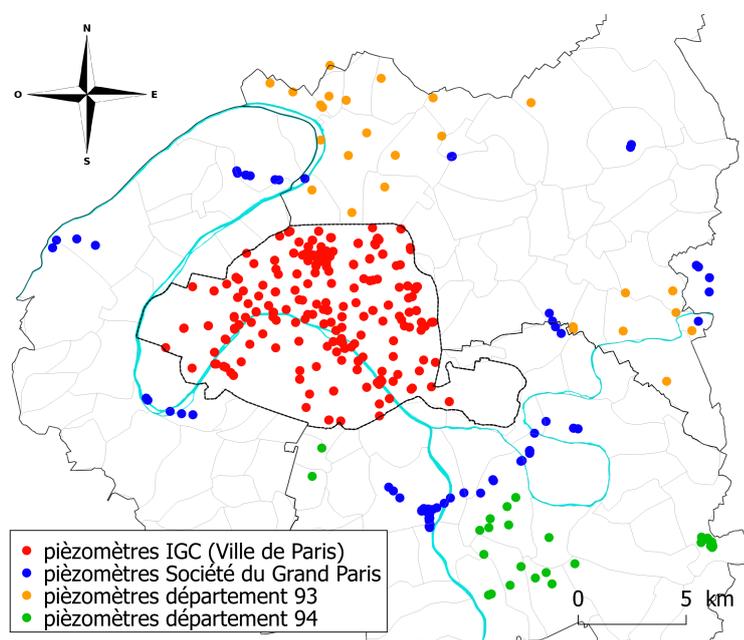


FIGURE 2.9 – Réseaux de piézomètres suivis par l'IGC et les conseils départementaux du 94 et 93, et sélection de piézomètres implantés par la Société du Grand Paris dans la nappe alluviale.

### 2.3.3 Rôle du comité de pilotage de l'action 1.1.5 du PAPI SMF

Actuellement, les mesures piézométriques de chaque gestionnaire de réseau piézométrique ne sont pas centralisées. Cependant, une première synthèse des données piézométriques disponibles auprès des gestionnaires de réseaux de piézomètres a été accomplie dans le cadre de cette thèse. Un travail de concertation entre les différents acteurs de l'hydrogéologie a été dirigé par l'EPTB Seine Grands Lacs dans le cadre de l'action 1.1.5 du PAPI SMF en constituant un comité de pilotage en 2015.

Les principaux participants de ce comité de pilotage sont par ordre alphabétique le BRGM, le CEREMA, la DRIEE Île-de-France, les Conseils départementaux du Val-de-Marne et de Seine-Saint-Denis, Mines-Paristech, la RATP, la SNCF, la Société du Grand Paris et la Ville de Paris (incluant l'IGC Paris et la Direction de la Prévention, de la Sécurité et de la Protection). À huit occasions durant cette thèse (depuis juin 2016), les réunions du comité de pilotage ont permis d'évoquer le sujet de la mise en commun des données et des connaissances sur le niveau piézométrique de l'agglomération parisienne, et ont été également l'occasion de communiquer les retours d'expériences des crues de juin

### 2.3. DÉFINITION DE LA STRATÉGIE DE SUIVI HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

---

2016 et de janvier 2018.

Trois campagnes de relevés synchrones ont également pu être organisées dans le cadre de cette action : deux campagnes de basses eaux en octobre 2015 et avril 2016 et une campagne de hautes eaux en juin 2016. C'est également à l'occasion de la planification de ces campagnes que la zone prioritaire de suivi du niveau piézométrique a été définie. L'ensemble des piézomètres relevés lors des campagnes de relevés synchrones, et la zone prioritaire définie sont reportés sur la figure 2.10. Le périmètre défini par la zone prioritaire correspond principalement à l'emprise de la plaine alluviale de la Seine et de la Marne, et de la vallée de la Vieille Mer en Seine-Saint-Denis. Les frontières de cette zone ont été découpées en fonction de l'emprise des alluvions et des zones potentiellement vulnérables au risque inondation par remontées de nappe. L'un des objectifs des réunions du comité de pilotage est également d'identifier les zones au sein du périmètre prioritaire dans lesquelles les piézomètres sont manquants, afin de proposer une stratégie de planification de l'implantation de piézomètres supplémentaires ou de recherche de piézomètres existants non connus des gestionnaires (notamment par les retours d'expérience de la modélisation). Certaines zones comme la région de la confluence entre la Seine et la Marne, et l'ensemble du département des Hauts-de-Seine sont ainsi proposées pour la recherche ou l'implantation de piézomètres supplémentaires.

CHAPITRE 2. PRÉSENTATION DU CONTEXTE HYDROLOGIQUE ET  
HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

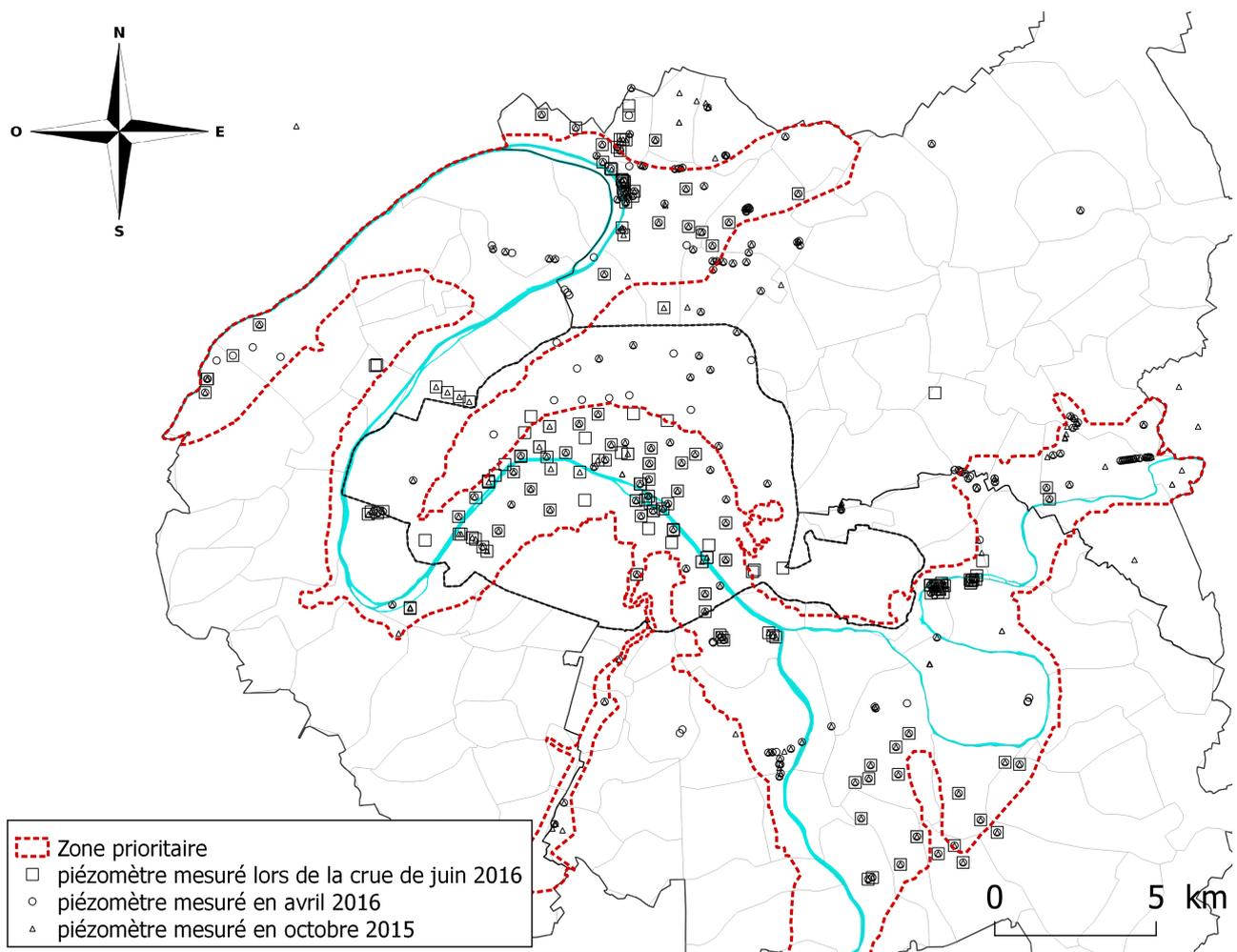


FIGURE 2.10 – Carte de répartition des piézomètres relevés lors des campagnes de relevés synchrones d’octobre 2015, d’avril 2016 et de juin 2016. Emprise de la zone prioritaire définie lors des comités de pilotage de l’action 1.1.5 du PAPI SMF.

## 2.4 Points clés

- Paris et les départements de petite couronne couvrent une zone historiquement fortement urbanisée avec un réseau d’assainissement composite (unitaire et séparatif) et une régulation très marquée des niveaux d’eau en rivière hors période de crue.
- La topographie peu accentuée et l’urbanisation des plaines alluviales du bassin versant de la Seine à l’amont de Paris génèrent un contexte favorable aux inondations par débordement et par remontées de nappe. Les crues de la Seine se produisent généralement en hiver, avec une variabilité importante des débits à cette période.
- Le contexte géologique de l’agglomération parisienne s’inscrit dans l’ensemble sédimentaire du Bassin de Paris. L’ensemble multi-couches du Tertiaire représente le substratum géologique de l’agglomération parisienne et présente une stratification fine.
- Le suivi du niveau piézométrique en agglomération parisienne est assuré par plusieurs entités ayant été réunies dans le cadre de cette thèse dans le but de mutualiser les connaissances de la piézométrie superficielle.

CHAPITRE 2. PRÉSENTATION DU CONTEXTE HYDROLOGIQUE ET  
HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

---

Deuxième partie

Caractérisation du fonctionnement  
hydrogéologique



## Chapitre 3

# Technical note : Water table mapping accounting for river-aquifer connectivity and human pressure

Mathias Maillot<sup>1-2</sup>, Nicolas Flipo<sup>1</sup>, Agnès Rivière<sup>1</sup>, Nicolas Desassis<sup>1</sup>, Didier Renard<sup>1</sup>, Patrick Goblet<sup>1</sup>, Marc Vincent<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centre de Géosciences Mines-ParisTech, PSL Université, 35 rue Saint-Honoré 77300, Fontainebleau, France

<sup>2</sup> EPTB Seine Grands Lacs, 12 rue Villiot 75012, Paris

Les cartes piézométriques sont des outils permettant de décrire un état instantané des flux hydrogéologiques en matière d'orientation et de magnitude. Ces informations sont des éléments de compréhension du fonctionnement hydrogéologique cruciaux pour les gestionnaires du risque inondation. Les flux hydrogéologiques locaux dépendent du contexte souterrain (géologie et occupation du sous-sol), des conditions de pompage et de la relation nappe-rivière.

Les méthodologies de cartographie de la piézométrie superficielle nécessite de poser certaines hypo-

thèses concernant les relations-nappe rivière. Ces hypothèses se basent sur une connaissance *a priori* des paramètres de l'aquifère, qui peut être enrichie par l'analyse d'une série temporelle de la piézométrie.

Ce chapitre décrit la méthodologie de cartographie de la piézométrie employée pour construire les cartes piézométriques de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne. La méthode de cartographie est élaborée pour tenir compte des spécificités de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne. Cette méthode est adaptée pour traiter le statut de relation nappe-rivière et les zones impactées par les pompages. Elle s'appuie sur l'utilisation de méthodes géostatistiques (krigeage, simulations) enrichies par les informations issues de l'analyse des chroniques piézométriques et des jeux de données d'entrée de la cartographie.

Ce chapitre fait l'objet d'une publication acceptée dans le journal "Hydrology and Earth System Sciences", actuellement en cours de révisions mineures, consultable suivant ce lien : <https://www.hydrology-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2019-101/>.

### 3.1 Résumé

La cartographie est effectuée en deux temps. Premièrement, les observations directes (mesure piézométrique) et indirectes (piézomètres secs) de la piézométrie sont employées dans le but de déterminer le statut de relation nappe-rivière. Le critère de déconnexion utilisé pour estimer ce statut est ajusté à partir des observations de la hauteur de la zone non saturée au voisinage du cours d'eau.

La seconde étape est la cartographie de la piézométrie à partir d'un jeu de données re-conditionné. Dans le cas des piézomètres secs, un niveau piézométrique inférieur à la cote du fond du puits proche de l'espérance conditionnelle est imposé. Sur les tronçons de rivière connectés à la nappe, le niveau d'eau en rivière est imposé à la nappe, tandis que les tronçons de rivière déconnectés ne conditionnent pas le niveau piézométrique.

La méthodologie est appliquée à deux jeux de données constitués lors de campagnes de relevés synchrones lors d'une période de basses eaux (octobre 2015) et une période de hautes eaux (juin 2016).

## 3.2 introduction

Water table maps are key tools for water resources and flood risk management. A way to characterize a water table distribution is to describe it using piezometric maps. Albeit this seems an obvious statement, some methodological aspects require further development, such as the way how to take into account uncertainty about surface water (SW) and groundwater (GW) connectivity.

This connectivity status can be either connected, transitional or disconnected (Dillon and Liggett, 1983; Fox and Durnford, 2003; Brunner et al., 2009; Rivière et al., 2014). For the connected case, the surface water elevation corresponds to the water table and should be accounted as an observation sample (Chung and Rogers, 2012; Winter et al., 1998), whereas surface water level should not be considered into mapping in the disconnected case (Hentati et al., 2016).

The river-aquifer connectivity status depends on hydrological and geological parameters such as the surface water level, water table, riverbed geometry and hydrogeological parameters of the substratum (Brunner et al., 2009; Peterson and Wilson, 1988; Rivière et al., 2014). Water table and surface water level distribution results from precipitation, recharge of aquifers, topography, riverbed and aquifer geometries, and hydrodynamic parameters (Flipo et al., 2014; Bresciani et al., 2016). Urban GW are seriously affected by the development of urban areas in several ways. Besides the barrier effect induced by the occurrence of underground structures across groundwater flow, some modification of water budget may be caused by the interaction between groundwater and these underground structures (Morris et al., 2003; Attard et al., 2016). For instance, leaky sewer and water supply plumbing networks may act as recharge (Abderrahman, 2006) or drain (in the case of sewers), limiting the water table rising above the structure (Dassargues, 1997). Generally speaking, human settlement nearby fluvial environments results in significant SW and GW decline due to pumping wells for domestic and industrial usages, as well as for underground structure protection and the construction of underground infrastructures (Machiwal et al., 2018; Schirmer et al., 2013). Moreover, the development of levees along the river and riverbed dredging generate major modifications of the stream-aquifer status. So far, all those aspects have not been taken into account in water table mapping methodologies.

The most commonly used methods for the estimation of a continuous variable are linear estimators, neural network and kriging (Varouchakis and Hristopoulos, 2013). The main linear estimators are inverse

distance weighting (Gambolati and Volpi 1979, Philip and Watson 1986, Rouhani 1986, Buchanan and Triantafilis 2009, Sun et al. 2009) and influence polygon or moving average (Vicente-Serrano et al., 2003). These different methodologies were compared in several studies and kriging was found out as a better estimator in terms of cross-validation and performance than the other linear interpolators (Varouchakis and Hristopulos, 2013; Emadi and Baghernejad, 2014; Adhikary and Dash, 2017; Ohmer et al., 2017) . Although the linear estimation methods provide unbiased results, they do not account for the spatial heterogeneity of the samples distribution. The estimated value depends either on the nearest sampled value (influence polygon), or on every sampled values surrounding the estimation point (moving average) regardless the distance between the estimation point and each individual sampling point. Inverse distance weighting involves the arbitrary choice of the distance degree. The distance degree is a conditioning setting for the variability of estimated fields whereas kriging involves a weighting of observation that is consistent with the spatial distribution of the variable.

Recently, interpolations based on fuzzy logic or neural network derived methods have been tested (Kurtulus and Flipo, 2012; Sun et al., 2009). These methods are still suffering of a main drawback, that is they produce results without coherent spatial error structures (Flipo and Kurtulus, 2011). The diffusion kernel interpolation method used in Bresciani et al. (2018) showed good results for large datasets. This method is based on geographically weighted regression which aims to map the trend of a variable (Gribov and Krivoruchko, 2011). Depending of the used parameter in the application of this methodology, the produced map can be very smoothed or noisy. This method allows for the spatial representation of estimation error, nevertheless there is no guarantee that the resulting map honors the input data.

A widely accepted solution that provides information on estimation errors is kriging (Chilès and Delfiner, 1999; Matheron, 1955). It can be applied on different types of variables (Cressie, 1990) including water table (Hoeksema et al., 1989). Many studies produced water table maps resulting from kriging in order to describe water table distributions (Ahmadi and Sedghamiz, 2007; Bhat et al., 2014; Buchanan and Triantafilis, 2009; Chung and Rogers, 2012; Hentati et al., 2016; Hoeksema et al., 1989; Kurtulus and Flipo, 2012; Mouhri et al., 2013; Zhang et al., 2018). Rouhani and Myers (1990) noticed that water table data displays spatial nonstationarities, which are due to the directional

trends in hydraulic head gradients. Such nonstationarities cause problems in the determination of the experimental variogram and also generate large standard deviations of the estimation errors. A way to overcome the issues linked to nonstationarities was proposed by Desbarats et al. (2002). Their methodology also based on kriging was developed for an unconfined aquifer. It relies on the spatial correlation between the water table and the topographic surface (King, 1899; Toth, 1962). This assumption was established by Desbarats et al. (2002) at large scales considering several watersheds. Haitjema and Mitchell-Bruker (2005) proposed that : "shallow aquifers in flat or gently rolling terrain may exhibit a relatively low  $R/k$  ratio and still exhibit a water table that seems a subdued replica of the terrain surface"(Haitjema and Mitchell-Bruker, 2005, p786), where  $R[m/d]$  is the areal recharge rate, and  $k[m/d]$  is the aquifer hydraulic conductivity. This methodology, that targets the unsaturated zone depth (UZD) instead of the hydraulic head, leads to lower values of the standard deviation of the estimation error for unconfined aquifer in non-urbanized area (Kurtulus and Flipo, 2012; Mouhri et al., 2013; Rivest et al., 2008; Sağir and Kurtulus, 2017).

In urbanized area, the pumping of GW implies the decline of water table, which could lead to the drying out of a few piezometers. The knowledge of a dry well can be added to a dataset in the form of an inequality (i.e. UZD larger than the well depth) (Michalak, 2008). The counter part of accounting for such information translated into a mathematical inequality is that it is incompatible with kriging itself. Therefore another methodology has to be used for water table mapping in such environments.

A solution is the usage of multiple conditional simulations that provides a conditional expectancy map of the variable. Its application in hydrogeology was demonstrated for hydrofacies determination (Dagan, 1982), converting lithofacies into hydrofacies to constrain groundwater flow models. This study proved that the use of conditional probability reduces the variance of possible values of the targeted variable, for instance here hydrofacies properties. This methodology was applied in different geological contexts (Tsai and Li, 2007; Dafflon et al., 2008) proving its robustness and has not been applied to the UZD so far.

The mapping methodology presented in this paper relies on the assumption that the UZD variable is related to the topographic elevation and the river water level. The second assumption is that UZD is not related to the stream water level in the case of a disconnected hyporheic zone. Therefore, it can

be applied to superficial aquifer units submitted to human pressures and other locations where the SW-GW connectivity is uncertain. The following questions are addressed : (i) which methodological steps are required for water table mapping in alluvial plains ? (ii) how to account for human practices such as pumping in the mapping methodology ? (iii) how to determine the SW-GW connection status ? (iv) finally, what are the consequences of such methodological refinements on produced maps of water table linked to hydrological events ?

### 3.3 Mapping Methodology

Water table mapping was initially developed for the description of regional aquifers into natural or pristine environments. The usual way of mapping a water table is to use synchronous UZD measurements resulting from snapshot campaigns. The synchronization of measurements is crucial to avoid experimental bias (Tóth, 2002). This section describes a methodology that combines conditional simulations of UZD, with an assessment of SW-GW connectivity and a final ordinary kriging of the UZD. Geostatistical processings are performed using the RGeostats R package (Renard et al., 2001 - 2019).

Fig. 3.1. describes the methodology. Firstly, the raw dataset is composed of each measured UZD for the corresponding measurement campaign. The raw dataset is then transformed into a Gaussian score dataset using an anamorphosis function fitting in order to obtain a Gaussian probability density function (Chilès and Delfiner, 1999). Inequality constrained samples (dry wells) are estimated using a Gibbs sampling of the Gaussian score subset (Geman and Geman, 1984; Freulon and de Fouquet, 1993). Thereafter, one hundred turning band simulations (Matheron, 1973) are performed and averaged before their backtransformation into the real data. A first guess map of water table is obtained averaging all back transformed simulations. The SW-GW connectivity status is deduced from the first guess map following a new connectivity criteria that permits to constitute the final UZD dataset. The final water table map is finally produced performing an ordinary kriging of the final UZD dataset. It is the step where UZD map is converted into water table map, subtracting the UZD from a reference Digital Elevation Model (DEM) of the ground.

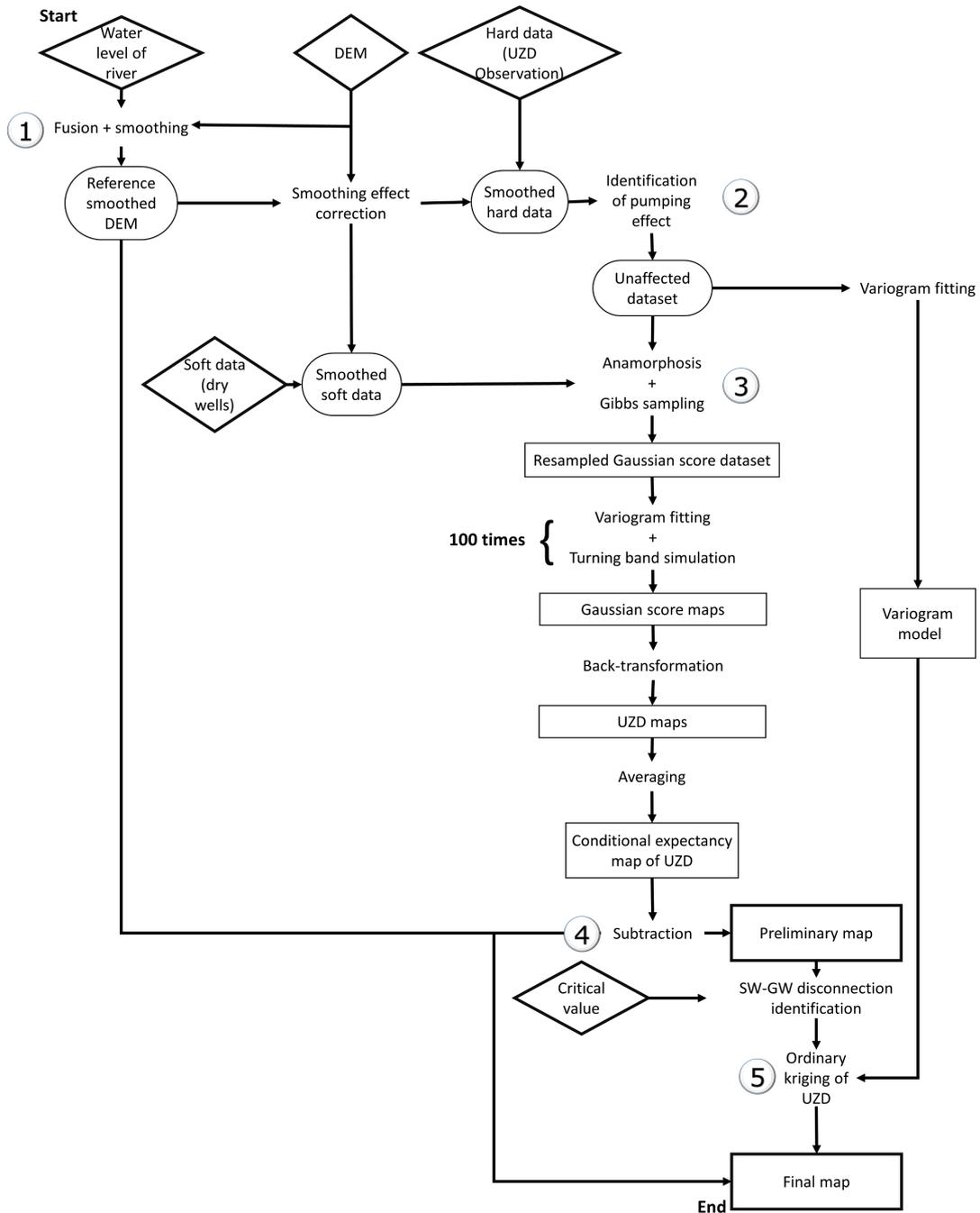


FIGURE 3.1 – Flow chart for the mapping of water table. Steps 1 to 4 for first guess map. Step 5 for the final map. UZD : unsaturated zone depth. Diamonds display raw data, ellipses display input data after pre-processing and squares display intermediary products.

### 3.3.1 First Guess - Simulations without considering the river water level

The initial dataset is made of hard data and soft data. The hard data are UZD measured during snapshot campaigns. The soft data are dry well depths. The dataset is characterized in terms of spatial statistics in order to justify the use of an appropriate geostatistical tool. UZD is defined in terms of a non-Gaussian probability density function conditioned with non-negativity constraint.

Water table and UZD variables may show some directional non-stationarities at the local scale, especially looking in the same direction than the directional gradients. Nevertheless, the directional gradients in UZD are much less pronounced than the water table gradients, making it more amenable to treatment with stationary geostatistics. In the cases where a significant trend in the data is identified, the interpolation must be carried out using other geostatistical approach, such as universal kriging, that deals with the non-stationarity of the variable (Goovaerts, 1999).

#### Input data pre-processing & DEM smoothing

The use of UZD as a variable for mapping the water table requires to refer to the elevation of the ground from which water table can be computed. In our approach the elevation of the ground is approximated using a smoothed DEM, called reference DEM. It is obtained merging a DEM and river water levels. This merged DEM is smoothed (Fig. 3.1., step 1) using SAGA GIS algorithm (Conrad et al., 2015) for moving average filtering, this methodology was already proposed by Mouhri et al. (2013). The smoothing of the DEM is required to avoid the occurrence of high frequency topography signals that would not be relevant with the water table signal. The search radius is defined regarding two conditions : i) the DEM has to be smoothed enough to remove its high-resolution noise and ii) the information of river water level must be conserved in the final product. We tested several radii to fit these conditions and found out an appropriate value of 325 m.

The difference between rough DEM and smoothed DEM may be important in locations where the topographic slope is the most important. These locations include crucial areas nearby the riverbanks. Therefore, this difference is calculated at each sampling point. Due to the use of UZD, this generates a biased estimation of water table at these locations, given that this difference is not yet accounted for into the UZD measured value. The way to tackle the DEM smoothing effect is to constitute a first

data subset, deducting the difference between smoothed DEM data and true wellhead elevation from the raw UZD data before proceeding with the next steps of our procedure (Fig. 3.1). For the sake of readability, this first data subset will still be called UZD raw dataset in the remaining of the paper.

### **Hard data selection & variograms**

The variographic analysis of the UZD raw dataset is achieved in order to describe the variability of UZD in a 2D domain. In urbanized area, anthropic pressure such as permanent pumping, affects the natural correlation between DEM and UZD with the occurrence of local piezometric depletions. In terms of experimental variogram, the use of samples affected by anthropic pressure induces a drastic increase of the semi-variogram value. This cannot be considered as a representative variability of the UZD variable. To prevent this effect on the experimental variogram calculation, the original dataset is divided into two categories (Fig. 3.1., step 2). The first category regroups all samples where the UZD value is affected by the pumping wells. The second category is composed by the other samples. Information about the locations of pumping wells is required to identify these samples. In this study, the locations and pumping flow-rates are not available. The affected and unaffected piezometers are differentiated regarding the correlation between topography and water table. Grubb (1993) stated that water table within the capture zone of a pumping well is not hydrostatic, then it is assumed that topography and water table are not correlated within this capture zone. The samples where there is no correlation between topography and water table are identified as the affected samples. In this study, samples with a UZD value exceeding 10 m were found in that category. Note that this value may vary according to the case study. This differentiation is required to elaborate a geostatistical tool (i.e. variogram model) that only depends of natural variability. Therefore, all the variographic studies are performed on this second category called unaffected UZD dataset. While the above procedure was used to roughly approximate which wells are affected by pumping, any future applications of the method outlined in this technical note should identify the wells impacted by pumping using actual data on pumping rates and locations.

The experimental variograms are calculated on two types of variables : the Gaussian score used in the Gibbs sampling and conditional simulations, and the unaffected UZD dataset for the final ordinary

kriging procedure. The Gaussian score variable used for Gibbs sampling-conditionnal simulation steps is described in the next subsections. UZD is the variable ultimately used for ordinary kriging. Each calculated experimental variogram is a representation of the spatial variability of the dataset. A variogram model is fitted to each experimental variogram with a composition of spherical, exponential and cubic functions. The variogram fitting is achieved using an automated procedure (Desassis and Renard, 2013).

### **Anamorphosis function fitting**

In order to handle the non-Gaussian behavior of the UZD, one possibility is to transform a random function into a Gaussian function using an anamorphosis function fitting such that  $\varphi = F^{-1} \circ G$ , where  $\varphi$  is the anamorphosis function,  $F$  the continuous marginal distribution function of unaffected UZD, and  $G$  the cumulative density function of the Gaussian score (Chilès and Delfiner 1999). First, the cumulative histogram of the unaffected UZD dataset is established. Therefore, the corresponding Gaussian score is empirically obtained using the frequency inversion of unaffected UZD. The unaffected UZD dataset is transformed into a Gaussian score dataset using an anamorphosis function (Fig3.1. step 3). This transformation was already used by Flipo et al. (2007) to study aquifer contamination by nitrates.

### **Gibbs sampling - Including soft data**

A dry well corresponds to soft data that can be formulated as constrained by an inequality. One way to deal with these data is to use Gibbs sampling in order to propose a realistic UZD value in accordance with the inequality. The Gibbs sampling method is a way to produce a realization of a Markov random field at a given location (Geman and Geman 1984, Freulon and de Fouquet 1993). This methodology can be directly applied to UZD data (Michalak, 2008) in order to provide a value at each dry well. In this study, Gibbs sampling is applied to the Gaussian score dataset in order to obtain a re-sampled Gaussian score value at each dry well (Fig. 3.1., step 3). This is made through the distinction between dry well bottom levels (soft data) and UZD measurements (hard data). The UZD measurements are accounted as equality constrained samples and dry well bottom levels are

accounted as inequality constrained samples, constituting a lower limit for UZD value, or in other words a minimum value of UZD at the well location. For each dry well a potential value is calculated from successive simulations that reproduce a conditioned value of UZD matching the data distribution and the inequality constraint.

At the end of the Gibbs sampling, the dry well bottom levels are replaced by a probable UZD value at dry well location. This procedure leads to the constitution of a re-sampled Gaussian score dataset.

### **Conditional simulations**

The next step is the spatialization of the Gaussian score dataset using geostatistical simulations. The simulation of a random function is the calculation of a possible distribution that matches the variogram and the histogram and that honors the data (Journel, 1986). In this study, the simulation is conditioned by the Gaussian score dataset and is performed on a grid covering the study area using the Turning Bands method (Matheron, 1973). The used variogram model is the same than the one used for Gibbs sampling. Once the simulation is calculated, the resulting Gaussian score map is backtransformed into a UZD map.

One hundred conditional simulations are performed for the calculation of the first guess of the water table map.

### **First guess of the water table distribution**

Each Gaussian spatial distribution is backtransformed into a UZD spatial distribution. A preliminary map is obtained averaging the 100 conditional UZD distributions. The first guess map of the water table is obtained deducing this preliminary UZD map from the reference DEM (Fig. 3.1, step 4).

#### **3.3.2 Water table mapping accounting for uncertain SW-GW connectivity**

The second part of the mapping methodology is the final mapping of water table, with the consideration of the SW-GW connection status : the connection status is evaluated for each cell located below the river network using a new disconnection criteria.

### **Defining a disconnection criteria at the reach scale**

Stream-aquifer systems fluctuate from a hydraulically connected to a disconnected state due to the development of an unsaturated zone below the stream bed. During the switching between connection status, the SW-GW connection status is considered as a transitional state, this condition can occur when the capillary zone intersects the riverbed (Brunner et al., 2009). The disconnected SW-GW condition can occur under different settings such as in case of high hydraulic conductivity contrast between the clogging layer and the aquifer (Brunner et al., 2009; Peterson and Wilson, 1988), the lowering of the water table (Dillon and Liggett, 1983; Fox and Durnford, 2003; Osman and Bruen, 2002; Rivière et al., 2014; Wang et al., 2011)) or the biological clogging of the riverbed (Newcomer et al., 2016, 2018; Xian et al., 2019). Considering a constant river water level and river width, the disconnection occurs when any further increase of the hydraulic head difference between the water table and the river water level does not affect the infiltration rate from the stream to the underlying aquifer, which remains constant. Wang et al. (2011) and Rivière et al. (2014) proved that the disconnected state is reached when the saturation profile between the riverbed and the water table is stabilized. The saturation profile fills the space between an inverted area below the riverbed and a capillary fringe above the water table (Rivière et al., 2014; Wang et al., 2011). In the methodology, we assume that the disconnection state is reached when these two capillary fringes are separated without occurrence of a clogging layer. The thickness of these two areas is controlled by the capillary effect which mainly depends on the lithology of both the riverbed and the aquifer. Gillham (1984) proposed values for capillary fringe heights for several lithologies resulting from experimental measurements (Tab. 3.1). The disconnection criteria is defined as the distance between the riverbed and water table above which the river water and the groundwater are disconnected. It means that for higher distances, a saturation profile develops between the inverted area below the riverbed and the capillary fringe overlying the water table. Accordingly, the disconnection state is identified for a given lithology at each river cell of the estimation grid, when the difference between the first guess water table and the riverbed elevation equals or exceeds an empirical disconnection criteria. The methodology therefore requires either an explicit bathymetric description of the river or an estimation of the riverbed elevation.

Starting from the knowledge the riverbed lithology, the disconnection criteria can be estimated from

	Sand	Silt	Clay
Height of capillary fringe (m)	0.1 - 1	1 - 10	>10

TABLE 3.1 – Values for the capillary fringe height, regarding the lithology, after Gillham (1984)

Gillham (1984), this first guess is uncertain given that the distribution of sedimentary heterogeneities into the alluvial plain induces important lithological contrasts (Jordan and Pryor 1992; Flipo et al. 2014) and characterizing such heterogeneities requires important geophysical surveys that are out of reach for the development of our methodology. At a station, lithology is hence uncertain and a fortiori even more uncertain along a river reach. However, the disconnection criteria is defined as a threshold difference value between measured UZD and river water level from which the SW-GW connection status switches. In the absence of such criteria in the literature, an optimisation procedure is proposed along the Seine river network given that piezometers are available in the vicinity of the river and that both in-river water level and water table in the piezometers are recorded synchronously. The optimization procedure is described into the application section since it is based on the use of temporal data that is not directly required for the mapping methodology.

If the two signals are correlated it indicates that the river and the aquifer are connected. Contrarily, a very low correlation indicates a disconnection. At the reach scale, many piezometers are available. The standardized and normalized hydraulic head and river water level are compared to assess the local connection status of SW-GW. On a scattered plot, the disconnection appears below a given slope of the regression line.

At a reach scale it is therefore possible to inform the connection status locally (at few stations). Along the river, the distance between the riverbed and the water table is evaluated from the first guess map. The disconnection criteria is evaluated within a range defined by Gillham (1984) as the one that reproduces the most of the locally assessed connection status. In the absence of data, the disconnection criteria defined in our study can be used as a first guess.

### Final step of the mapping methodology

Disconnected portions of river are deduced from the preliminary water table map with the application of the disconnection criteria. A final dataset of UZD is then created from the UZD first guess at each sampling location, to which connected river sections are added with a nil UZD value. An ordinary kriging is performed with this final UZD dataset (Fig. 3.1, step 5) for which a variogram model is fitted using the UZD data that is not affected by permanent pumping, as it is described in section 3.3.1 (Fig. 3.3., b. and d.). The kriging methodology consists into solving the following two equations system :

$$\begin{cases} Z^* = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} Z_{\alpha} + m \lambda_m \\ Var R = C_{00} - \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} C_{\alpha 0} \end{cases}$$

Where  $Z^*$  is the estimation,  $\alpha$  is the observation point,  $\lambda_{\alpha}$  and  $\lambda_m$  are the weights for observation point and mean value,  $R$  is the residual value (i.e. absolute error),  $C_{00}$  and  $C_{0\alpha}$  are the covariance function values for the origin and the  $\alpha$  point. Therefore, the value of  $R$  is not determined solving this system, only the variance of  $R$  is calculated.

The final water table map is obtained using the reference DEM, from which the UZD kriged map is deduced.

## 3.4 Results – Water table mapping of Paris urban area

The methodology is demonstrated on the Paris urban area. This urban area covers 900 km<sup>2</sup> and includes Paris city and its closest peripheral suburbs.

### 3.4.1 Paris urban area

The Seine and Marne rivers constitute a meandering fluvial system flowing from the South-East to the North-West (Fig. 3.2). The confluence between the Marne and the Seine River is located in the South-East of the studied area.

The alluvial plain of the Seine and Marne rivers is overlying incised valleys of Eocene to Oligocene

sedimentary series, exposing late Lutetian limestones in the south of the study area and early Bartonian limestones in the north (Fig. 3.2). Alluvial sediments constitute the alluvial aquifer and substratum of the Seine and Marne rivers. Lutetian and Bartonian limestones are underlying aquifers which are separated by thin heterogeneous and discontinuous formations with low hydraulic conductivity. The high proportion of soil sealed areas and the proliferation of pumping wells due to the urbanization, reduces the infiltration of rainfall, making the anthropogenic pressure the main controlling factor of water table and SW-GW connection status.

Water table have been monitored by water managers since the 1970's in central Paris area and since the 2000's in suburb areas. Water managers noticed that water table of alluvial aquifer in the central area is usually stable at very low levels such that drying out of superficial aquifers may occur. The water table of peripheral areas remains unaffected by such water table drawdown.

Regardless of the groundwater context, the Seine river is fully embanked, and the river bottom is periodically dredged for navigation purposes along the Paris city crossing. Given those anthropogenic forcings, water managers suspect that the Seine river may be disconnected from its underlying alluvial aquifer in some parts of Paris central area. The interpretations of the joint response of alluvial aquifer to hydrological events during the 1990-2018 period described further are supported by monthly records for UZD at monitored piezometers located nearby the Seine river. Seine river water levels vary under two different hydrological regimes (Fig. 3.4.a.) : one nominal hydrological regime, corresponding to the low flow periods during which the river flow and water level are artificially regulated for navigation and water management purposes, and one flood regime during which the river water level reaches the flood peak (eventually causing flood damages). The UZD can vary in relation with the Seine river water level or not. In the case of no variation of UZD, it is assumed that UZD is regulated by the GW pumpings, inducing a disconnection between water table and river water level.

#### **3.4.2 UZD datasets : Low and High flow campaigns**

This study is based on two UZD snapshot campaigns (Tab. 3.2) involving measurements in piezometers that are not periodically monitored (Fig. 3.2) : the low water campaign (LWC), that gathered 314 measurements during the low flow period of October 2015, and the high water campaign (HWC),

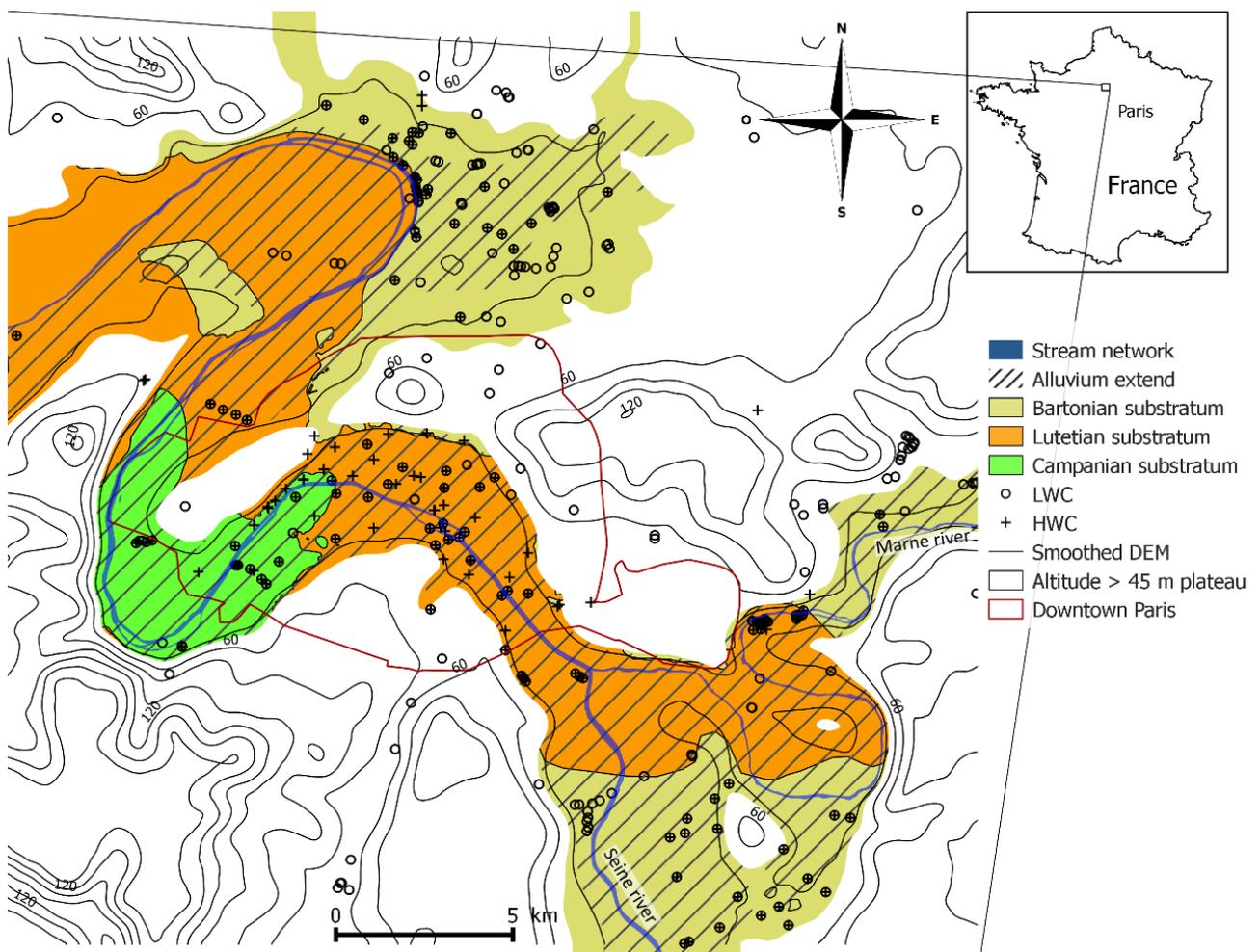


FIGURE 3.2 – Alluvial plain and regional substratum of the Paris urban area. piezometers location for the two campaigns : low water campaign (LWC) and high water campaign (HWC).

	Total number of wells	Number of wells affected by pumping wells	number of dry wells
LWC	314	25	47
HWC	202	33	11

TABLE 3.2 – Overview of the used samples for the application of water table mapping

gathering 202 measurements during the June 2016 flood event. Both campaigns last about a week. HWC took place a few days after the flood peak ( $1750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) was reached at the Parisian Austerlitz gauging station. The two datasets include around 22 % of samples affected by anthropic pressure (pumping wells and underground structure) (Tab. 3.2). Most of these samples are located in the Paris central area where the water table is affected by permanent pumping.

### 3.4.3 Reference DEM for each campaign

The used DEM is the IGN scan 25 (IGN, 2015). As previously mentioned, the DEM is first merged with hydrological data specific for each campaign. Then it is smoothed using a 325 m research radius for moving average filtering.

River water levels are deduced from the recorded data of six discharge gauging stations. The distribution of river water levels is interpolated using a constant gradient between each gauging station. During low flow period, the average gradient value is 0.01‰. The Seine River discharge is regulated through a series of locks and dams for navigation purposes. At each lock station, water levels are maintained at a given elevation below a threshold water flow of  $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  at the Paris Austerlitz station. When a flood occurs as in June 2016, the lock stations are opened, and the water surface returns to its natural 0.2 ‰ gradient. During the LWC, the Seine river discharge was  $160 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , so that all locks were up, while they were open during the HWC, when the average discharge still reached  $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a week after the flood peak.

#### 3.4.4 Variograms

The experimental variograms, and the associated fitted variogram models are depicted (Fig. 3.3). For both datasets, the shape of the variograms is similar with a sharp increase of the semi-variance nearby the origin, followed by a smooth evolution until it reaches the sill value. The range is higher for the LWC than for the HWC. The range of the Gaussian score is 12 km for LWC and 5 km for HWC (Fig. 3.3.a. & b.). The range of the raw data is 2 km for HWC while it is 6 km for the LWC. It can be noted that the variographic models for unaffected UZD data differ between LWC and HWC datasets in terms of sill value (Fig. 3.3.a. & b.). The sill value for the variogram model of the unaffected UZD HWC dataset is  $8 \text{ m}^2$  while it is  $5 \text{ m}^2$  for the unaffected UZD LWC dataset. This can be due to either the lower number of samples collected during the HWC, or to variations in the inner structure of the flow propagation process (Chen et al., 2018; Samine Montazem et al., 2019). For both campaigns (LWC and HWC), the variogram models of Gaussian scores have a range larger than the one of unaffected UZD datasets. This is due to the increase of the spatial correlation of the variable once the unaffected UZD data is transformed into Gaussian data.

#### 3.4.5 Assessing the disconnection criteria

The Gaussian simulations are run on a  $25 \text{ m} \times 25 \text{ m}$  grid that matches the DEM resolution. The average of the hundred UZD values is subtracted to the smoothed DEM that includes river water levels evaluated for each hydrological context (LWC and HWC). The streambed of the Seine river consists of mixed fine sand, and silt. The a priori capillary fringe height is comprised within 0.1 m and 1.0 m (Tab. 3.1). Therefore, the a priori value for the disconnection criteria is comprised between 0.2 m and 2 m. The available observed data is composed of monthly measurements of UZD among 26 piezometers during the 1990-2018 period. These piezometers are distributed along 18 cross-sections of the Seine river. For each piezometer, standardized UZD and river water level values are calculated. As described in section 3.3.2, the SW-GW connection status can be deduced from the relation between UZD and river water level. Two classes of piezometers are identified given the linear regression between standardized UZD and standardized river water level : disconnected piezometers and connected piezometers. Please note that during disconnection, the flow rate is still related to the hydraulic head

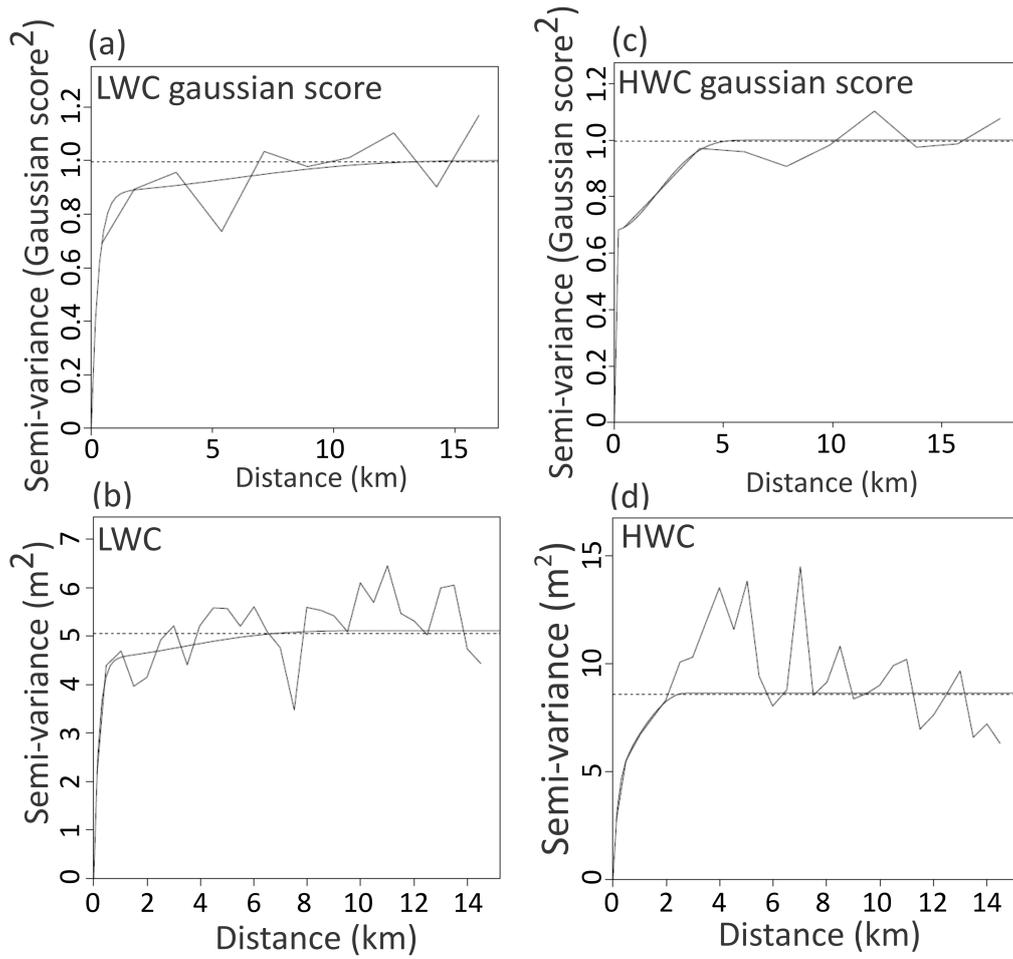


FIGURE 3.3 – Experimental variogram and fitted variogram model of unaffected UZD data and Gaussian score, for LWC dataset in the left column (a., b.) and HWC dataset in the right column (c., d.)

difference. The transition cases are therefore included in the connected piezometer group. In case of a significant slope of the regression line ( $>0.57$ ), the piezometer is considered connected. It is disconnected otherwise. 15 piezometers are considered as connected and 11 piezometers are considered as disconnected. Therefore, 9 cross-sections along the Seine river are connected and 9 sections are disconnected (Fig. 3.5.a.).

As an example, two contrasted situations among the 26 piezometers are displayed (Fig. 3.4.a.). The UZD measured in the blue piezometer is linearly related to the river water level, while the UZD measured in the red piezometer remains roughly constant. There is a linear regression between UZD measured in the blue piezometer (Fig. 3.4.b.) which confirms that the blue piezometer is connected. In the case of disconnected piezometers, a constant UZD value is measured for most samples. It indicates that UZD is regulated artificially (Fig. 3.4.a.).

### 3.4.6 Sensitivity analysis of the disconnection criteria

The distribution of SW-GW connection status is constrained by the disconnection criteria. To estimate this criteria, a sensitivity analysis is achieved. The tested values range from 3 m to 0.5 m with a 0.1 m step. This analysis shows that it is not possible to validate the connection status for all cross-sections. Therefore, we compare the relative numbers of matched connected cross-sections and disconnected cross-sections. When the relative numbers are equal, the optimal value is reached, maximizing the total number of sections for which the connectivity status is correctly predicted. Different methods to evaluate the best criteria can be used (e.g. only valid disconnected cross-sections or valid connected cross sections). In this study the maximization of relative number of connected and disconnected sections is used in order to obtain an average value of the disconnection criteria, that does not favor either disconnection or connection. A way to obtain a better validation of cross-section would be to spatialize the disconnection criteria. However, the spatialization of the disconnection criteria must be supported by geological arguments. This optimal value is 0.75 m (Fig. 3.5.b.). This value is used to obtain the final water table maps. The value of the disconnection criteria impacts the length of disconnected reaches. When the value for disconnection criteria is overestimated, the length of disconnected reach is underestimated. Contrarily, when the value is underestimated, the length

### 3.4. RESULTS – WATER TABLE MAPPING OF PARIS URBAN AREA

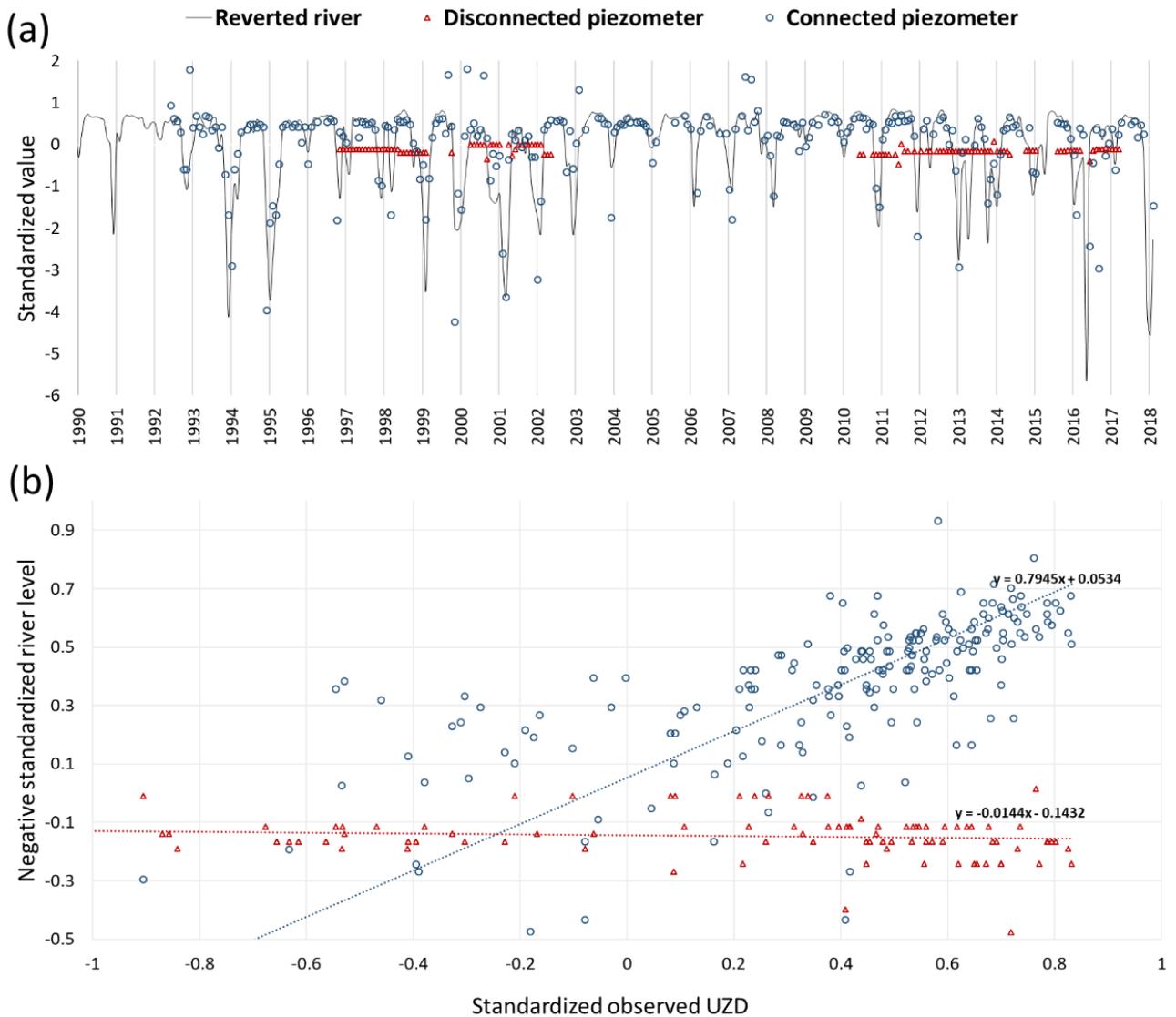


FIGURE 3.4 – Temporal analysis charts for SW-GW connection status determination : (a) recorded time-series for river, disconnected piezometer and connected piezometer ; (b) relationship between standardized river level and UZD for disconnected piezometer and connected piezometer.

of disconnected reaches is overestimated. In the application presented here for LWC, the length of disconnected reach for a 3m disconnection criteria value is 150 m in the central area, while it reaches a 6 km length when the disconnection occurs for a 0.25m disconnection criteria. When the optimal value of 0.75 m is applied for disconnection criteria, the length of disconnect reach is 5 km.

Further investigation could be carried out to evaluate the reliability of the estimated disconnection criteria, comparing it with the application of other methodologies such as it is described in Lamontagne et al. (2014). Though this would allow for the determination of SW-GW flowrate and hydrogeological dynamics, it cannot be applied into our case study context given that there is no data about the riverbed hydraulic conductivity. Such development would constitute a supplementary step after the water table mapping toward the description of the hydrological functioning of the study area.

### **3.4.7 Final mapping integrating SW-GW connectivity**

The most important GW hydraulic gradient (1 ‰) are located close to the Seine and Marne rivers and the areas with an important topographic gradient (Fig. 3.6). The lowest values of hydraulic gradient are comprised between 0.1 ‰ and 1 ‰ with an average 0.6 ‰ value in rather flat alluvial plains in the north area and the south-east area. The global flow pattern is therefore driven by SW-GW connection status and topography, at the exception of the central area where permanent pumping generates significant water drawdown and a subsequent SW-GW disconnection. In this area, the difference between riverbed elevation and estimated water table is 4 m. The implementation of disconnected reach during final mapping is a key element to reflect the specificity of urban groundwater such as water drawdown caused by pumping wells. The mapped water table nearby disconnected reach is only affected by the observed depletion of water table in wells and dry wells. All disconnected sections are located in the central area during both campaigns. The rise in river water levels during HWC modifies the water table map significantly, especially in the vicinity of the river.

The SW-GW relation type for connected sections (gaining, losing and asymmetrical) is established regarding the head difference between the river water level and water table at a 50 m distance (two pixels of the map) from the river center-line. In cases where the river water level is higher than water table for both river banks, the river is losing water toward the aquifer. In the opposite case, the river

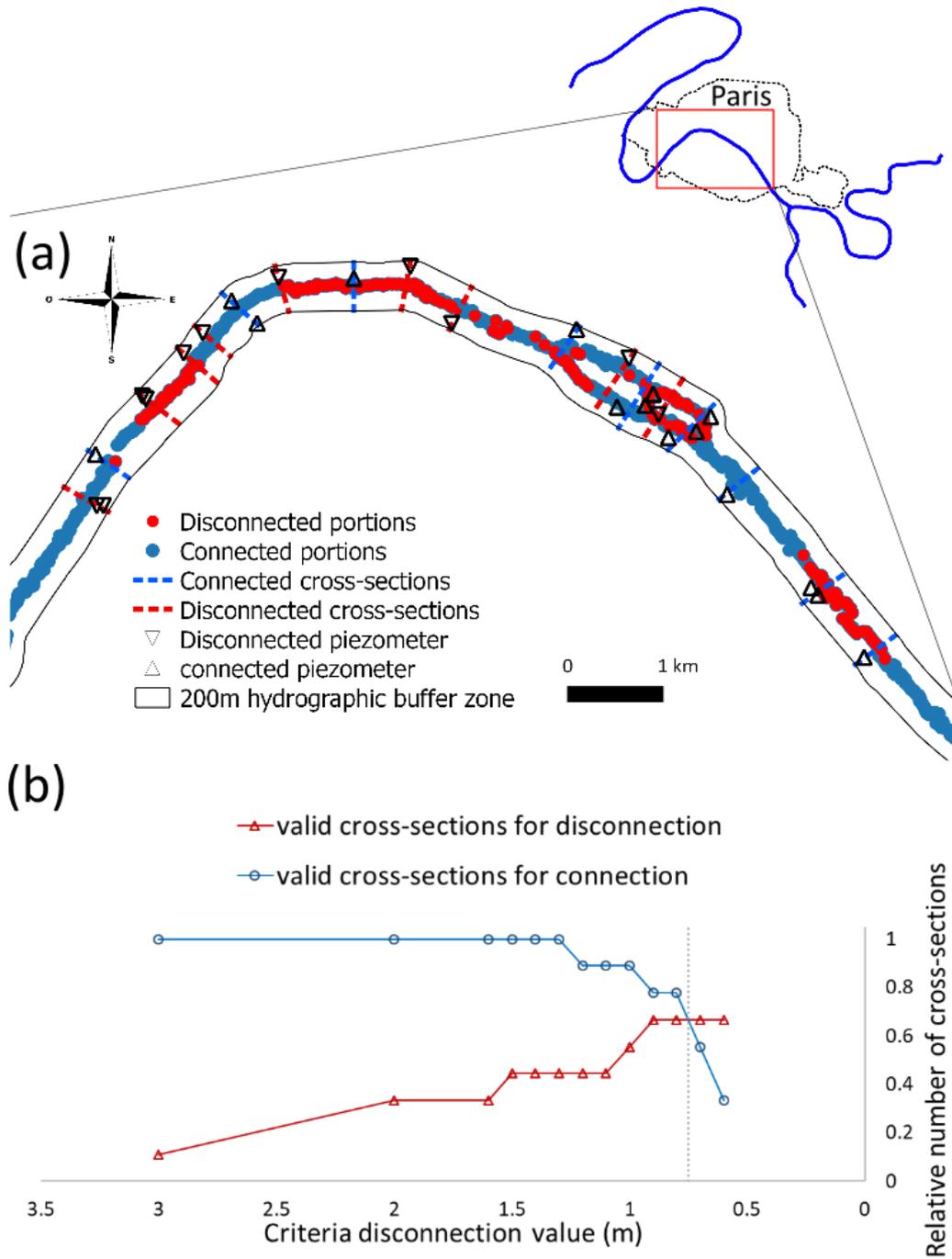


FIGURE 3.5 – Graphical representation for disconnection criteria adjustment : (a) map of observed SW-GW status related to estimated SW-GW connection status using the optimal 0.75 m value for disconnection criteria ; (b) Relative number of valid SW-GW connection status out of 9 disconnected cross-sections and 9 connected cross-sections.

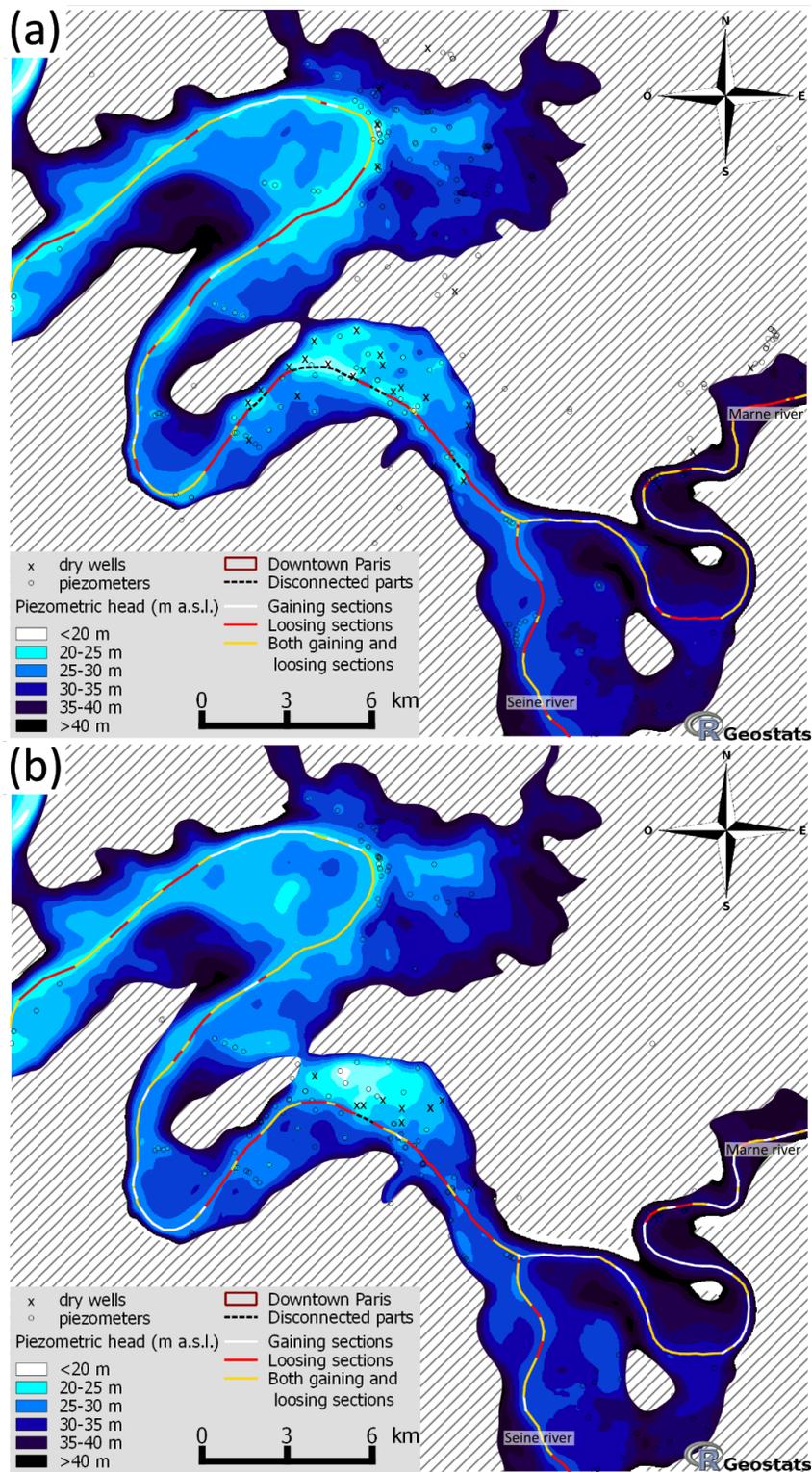


FIGURE 3.6 – Final water table maps obtained using ordinary kriging of UZD deduced from the reference DEM for a) LWC and b) HWC. The disconnected reaches of the river network are indicated in red for a disconnection criteria of 0.75 m

### 3.4. RESULTS – WATER TABLE MAPPING OF PARIS URBAN AREA

	LWC	HWC
Disconnected length (km)	4.9	0.8
Loosing sections length (km)	30.3	20.0
Both gaining and loosing (km)	38.3	39.3
Gaining sections length (km)	11.5.4	25.0

TABLE 3.3 – Length of disconnected sections, connected gaining sections and connected loosing sections and head difference between water table and riverbed calculated from preliminary mapping, for LWC and HWC

is gaining groundwater. The sections where the river is gaining on one bank and loosing on the other were also identified.

The main effect of flood events is to increase the river water level. In connected sections, the increase in hydraulic gradient between river and water table favors the river infiltration toward the aquifer. Comparing Fig. 3.6.a with Fig. 3.6.b, it appears that this infiltration causes the switching from loosing to gaining SW-GW relation type during flood events. This is supported by the reduction of the total length of loosing sections during LWC (Tab.3.3). The hydrogeologic flow associated with the increase in infiltration induces the reconnection process propagating from the loosing sections toward the disconnected sections.

As a consequence, almost the whole river network is reconnected to the GW, leading to a rise of the mapped water table. As pumping is increased during a flood to avoid damages against the buildings and underground infrastructures, a small portion of the Seine River remains disconnected in central Paris (0.75 km, see Fig. 3.6.b.)

### 3.5 Conclusion

This study demonstrates an application for an innovative and generic mapping methodology of the water table in an urbanized alluvial environment. Besides accounting for information brought by the knowledge of dry well locations and depth, the methodology introduces a SW-GW disconnection criteria for the first time in water table mapping.

The methodology is demonstrated for the case of the Paris urban area, for which it confirms GW managers suspicion for a disconnection between SW and GW Downtown Paris. Indeed, the water table appears to be locally depleted causing SW-GW disconnection with the alluvial aquifer. Water table maps lead to the identification of spatialized SW-GW disconnected portions in the central area of the city. In the case of connected SW-GW, an important hydraulic gradient is observed in the vicinity of the river. In the case of a disconnected state, the water table remains unaffected by the hydrographic network and follows the natural slope of the DEM. Such methodology offers the opportunity of an automated water table mapping connected with GW monitoring network in urbanized areas exposed to flood risk.

### 3.6 acknowledgements

This study has been carried with the support of the Programme d'Actions de Prévention des Inondations de la Seine et de la Marne franciliennes (PAPI SMF) steered by the Etablissement Public Territorial de Bassin Seine Grands Lacs (EPTB SGL, the Seine basin institution for river water flow regulation). The used synchronous datasets were produced and kindly provided by the Inspection Générale des Carrières (IGC, Mairie de Paris) and the other stakeholders involved in that program (Société du Grand Paris, Conseil départementaux de Seine Saint-Denis et du Val de Marne, RATP, CEREMA). We want to address special thanks to A.M. Prunier-Leparmentier and S. Ventura-Mostacchi (IGC, Mairie de Paris) for their constant commitment and advices on water table monitoring in Paris city. This monitoring is a key point for the analysis of piezometric head time-series. Their technical expertise about Paris city groundwater was also a major contribution to this publication. This work is also a contribution to the PIREN Seine research program on the Seine basin, part of the Long Term

### 3.6. ACKNOWLEDGEMENTS

---

Socio Ecological Research (LTSER), french infrastructure Zone Atelier Seine.

### 3.7 Points clés

- Un critère de déconnexion entre la nappe et la rivière propre à l'agglomération parisienne est établi à partir de l'analyse des chroniques piézométriques.
- En plus des mesures piézométriques, les observations indirectes de la piézométrie (piézomètres secs) sont intégrées à la méthodologie de cartographie.
- La méthodologie de cartographie est basée sur l'utilisation d'outils informatiques en permettant son automatisation.
- L'alimentation d'une procédure automatisée par des mesures piézométriques en temps réel permettrait de produire des cartes piézométriques durant les périodes de crue.

## Chapitre 4

# Description du fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne

À partir des données historique du suivi hydrométrique de la Seine à Paris et du suivi piézométrique plus récent, le fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne a fait l'objet de nombreuses synthèses, notamment depuis les années 1950 (Soyer, 1953b; Diffre, 1969; Mégnién, 1980; Filliat, 1981; Prunier-Leparmentier, 1988; Lamé, 2013). Le fonctionnement actuel de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne est soumis à une importante pression anthropique, tant en termes de régulation du niveau d'eau en rivière (barrages réservoirs, barrages de navigation), qu'en termes de régulation des niveaux piézométriques par l'action de pompages. La régulation des flux hydrologiques constatée hors période de crue évolue vraisemblablement durant les périodes de crue, afin de préserver les zones vulnérables des inondations par débordement et par remontées de nappe. La caractérisation du fonctionnement hors période de crue et en période de crue de l'agglomération parisienne est requise pour la compréhension de la dynamique des remontées de nappe, et du fonctionnement global de l'hydrogéologie de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne.

Afin de répondre à cette problématique, l'acquisition de données piézométrique a été organisée au cours de trois campagnes de relevés synchrones dans le cadre de l'action 1.1.5 du PAPI SMF, avec la

participation de l'ensemble des acteurs de cette action :

- deux campagnes de basses eaux (314 mesures en octobre 2015, 258 mesures en avril 2016), durant des périodes de régulation du niveau d'eau de la Seine ;
- une campagne de hautes eaux (202 mesures du 10 au 20 juin 2016), durant la période de récession de la crue de mai-juin 2016.

La méthodologie cartographique développée et décrite dans le chapitre précédent a été appliquée aux jeux de données correspondant à ces campagnes. Ces cartes permettent de décrire l'état de la piézométrie sous différents contextes et de caractériser le fonctionnement hydrogéologique de l'hydrosystème de l'agglomération parisienne. Ce chapitre présente une nouvelle compréhension du fonctionnement hydrogéologique de l'hydrosystème de l'agglomération parisienne à l'appui de la description des cartes piézométriques.

## 4.1 Méthodologie d'analyse du fonctionnement hydrogéologique

Le fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne est caractérisé à partir des cartes piézométriques élaborées par l'application de la méthodologie de cartographie, décrite dans le chapitre précédent aux jeux de données correspondant à la période de basses eaux d'octobre 2015 et les périodes de crue de juin 2016 et janvier 2018.

Trois sous-zones représentant la majorité de la plaine alluviale de l'agglomération parisienne sont délimitées selon des critères administratifs et géographiques (Fig.4.1) et présentent des motifs piézométriques propres. Ces zones sont la plaine alluviale de la Seine et de la Marne située à l'amont de la confluence Seine-Marne, Paris intramuros et les Hauts-de-Seine, et la plaine de la Vieille Mer.

Le fonctionnement hydrogéologique est défini de manière indépendante au sein de chaque zone, par la caractérisation de l'orientation et de la magnitude des gradients hydrauliques locaux de l'aquifère superficiel. La description s'appuie sur les dénominations affichées en figure 4.1.

Les trois statuts de relation nappe-rivière sont :

- La connexion, dans le cas où le débit d'échange nappe-rivière est dépendant du gradient de charge entre la nappe et la rivière. Les écoulements peuvent être ascendants lorsque la nappe alimente la rivière et descendants lorsque la rivière alimente la nappe.

- La transition dans le cas où une zone non saturée se met en place entre la nappe et la rivière.
- La déconnexion dans le cas où la zone non saturée devient suffisamment épaisse pour que le débit d'infiltration entre la rivière et la nappe ne soit plus dépendant du gradient de charge et qu'il soit contrôlé principalement par la gravité. Le débit d'infiltration est maximale dans cet état.

Sur les cartes piézométriques, l'état de transition n'est pas représenté. L'état connecté est présenté selon trois configurations : i) flux ascendants, ii) flux descendants et iii) l'orientation des écoulements diffère selon les berges avec une berge présentant des flux ascendants et l'autre des flux descendants.

Le fonctionnement hydrogéologique est ensuite défini à partir des chroniques piézométriques disponibles. Le comportement hydrogéologique est catégorisé selon deux modes de fonctionnement. Le fonctionnement hors période de crue représente le comportement de l'aquifère soumis aux facteurs anthropiques (pompages, régulation du niveau d'eau en rivière), tandis que le fonctionnement en période de crue correspond à la réponse du système aux perturbations induites par les crues de la Seine et de la Marne.

L'identification des deux modes de fonctionnement hydrogéologique s'appuie sur les chroniques piézométriques de longue durée acquises par l'IGC, notamment pour les piézomètres situés à proximité de la Seine, afin d'identifier l'effet des fluctuations du niveau d'eau en rivière sur le niveau piézométrique. La sensibilité du niveau piézométrique de l'aquifère superficiel est résumée par l'analyse de chroniques piézométriques de piézomètres représentatifs situés au voisinage du cours d'eau (Fig.4.3). Les valeurs mesurées sont centrées et réduites afin de distinguer la dynamique commune de ces piézomètres en réponse des fluctuations du niveau d'eau de la Seine.

Lors de la crue de janvier 2018, seule la zone de Paris a fait l'objet d'un suivi du niveau piézométrique, notamment grâce à la mise en place d'un système automatique de relevé piézométrique (23 piézomètres sur une centaine mesurés tous les jours), ce qui a justifié la poursuite de l'équipement des piézomètres.

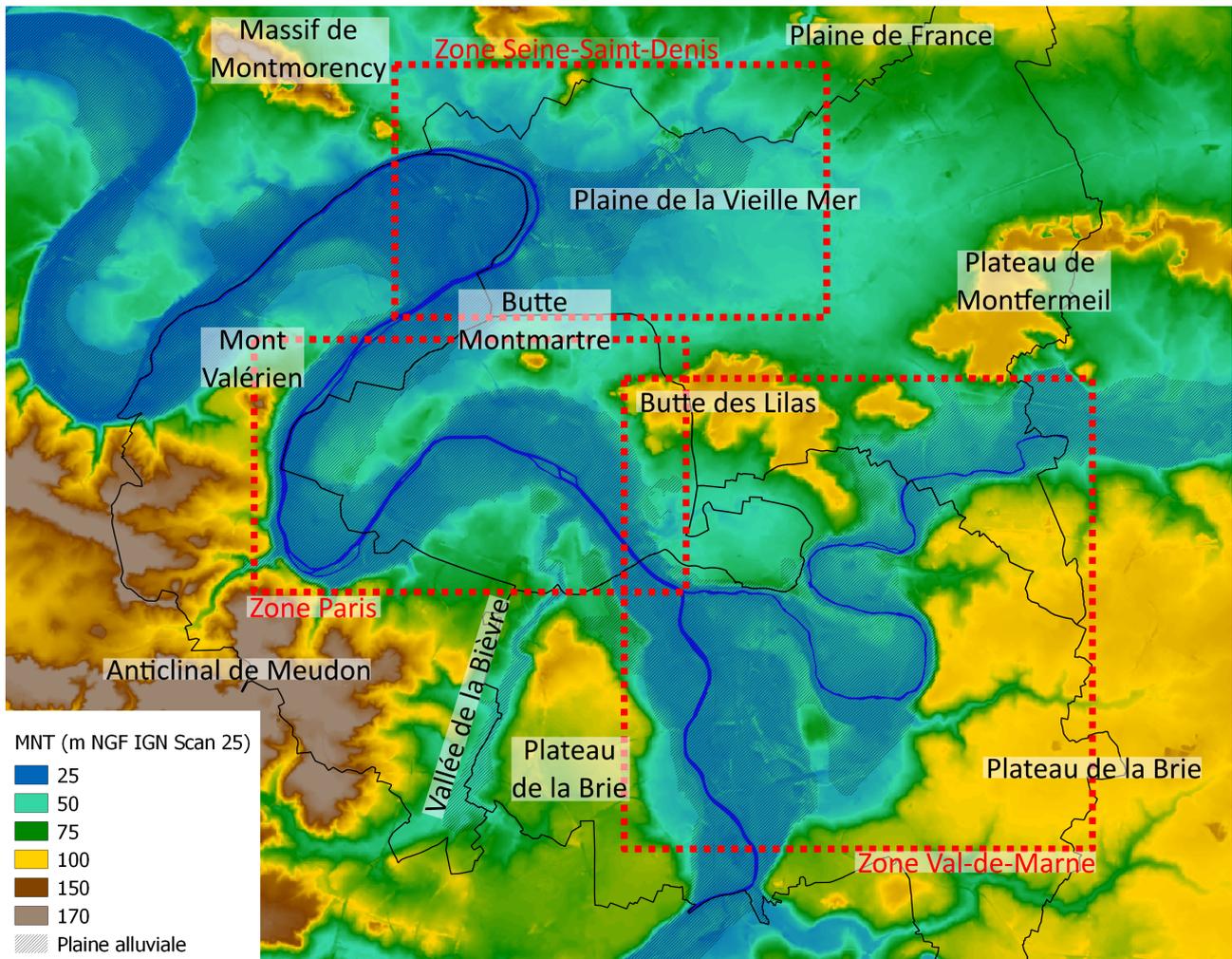


FIGURE 4.1 – Carte topographique, dénomination des reliefs de l'agglomération parisienne, et délimitation des sous-zones piézométriques

## 4.2 Analyse globale des cartes piézométriques de l'agglomération parisienne

Cette section reprend l'interprétation des résultats du chapitre précédent afin de donner les principales caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère superficiel à l'échelle de l'agglomération parisienne.

Les zones de l'agglomération parisienne présentant le gradient hydraulique maximum (1 ‰) sont situées à proximité de la Seine et de la Marne, et des zones associées à un relief marqué (Fig.4.2). Le gradient hydraulique minimum est compris entre 0,1 ‰ et 1 ‰ avec une valeur moyenne de 0,6 ‰ surtout observée au niveau des plaines alluviales de la Vieille Mer et de la confluence entre la Seine et la Marne.

À l'exception de la zone centrale, les écoulements sont principalement contrôlés par l'état de la connexion nappe-rivière et la topographie. Au centre de l'agglomération, l'action de pompes permanentes génère un important rabattement du niveau piézométrique et l'effet combiné de ce rabattement et de l'étanchéité des berges entraîne la déconnexion entre la nappe et la rivière. Dans cette zone, le niveau piézométrique est estimé à une profondeur de près de 4 m sous le lit de la Seine. Dans les deux contextes hydrologiques (basses eaux et hautes eaux), les sections de déconnexion nappe-rivière se situent exclusivement au centre de Paris. L'augmentation de la ligne d'eau durant la crue de juin 2016 modifie considérablement le niveau piézométrique à proximité de la rivière.

L'orientation des échanges nappe-rivière des sections connectées est déterminée en comparant le niveau d'eau en rivière et le niveau piézométrique à 50 m de la rivière (deux pixels de la carte). Dans le cas où le niveau d'eau en rivière dépasse celui de la nappe sur les deux berges, la rivière alimente la nappe. Dans le cas contraire, la rivière est drainée par la nappe.

Au passage de la crue, l'augmentation du gradient hydraulique entre la nappe et la rivière est associée à une augmentation de l'infiltration au niveau des sections connectées. En comparant la figure 4.2.a et la figure 4.2.b, la plupart des sections d'alimentation de la nappe par la rivière s'inversent vers une alimentation de la rivière par la nappe. Ce constat est conforté par la diminution de la longueur totale des sections d'alimentation de la nappe par la rivière en période de crue (Tab.4.1).

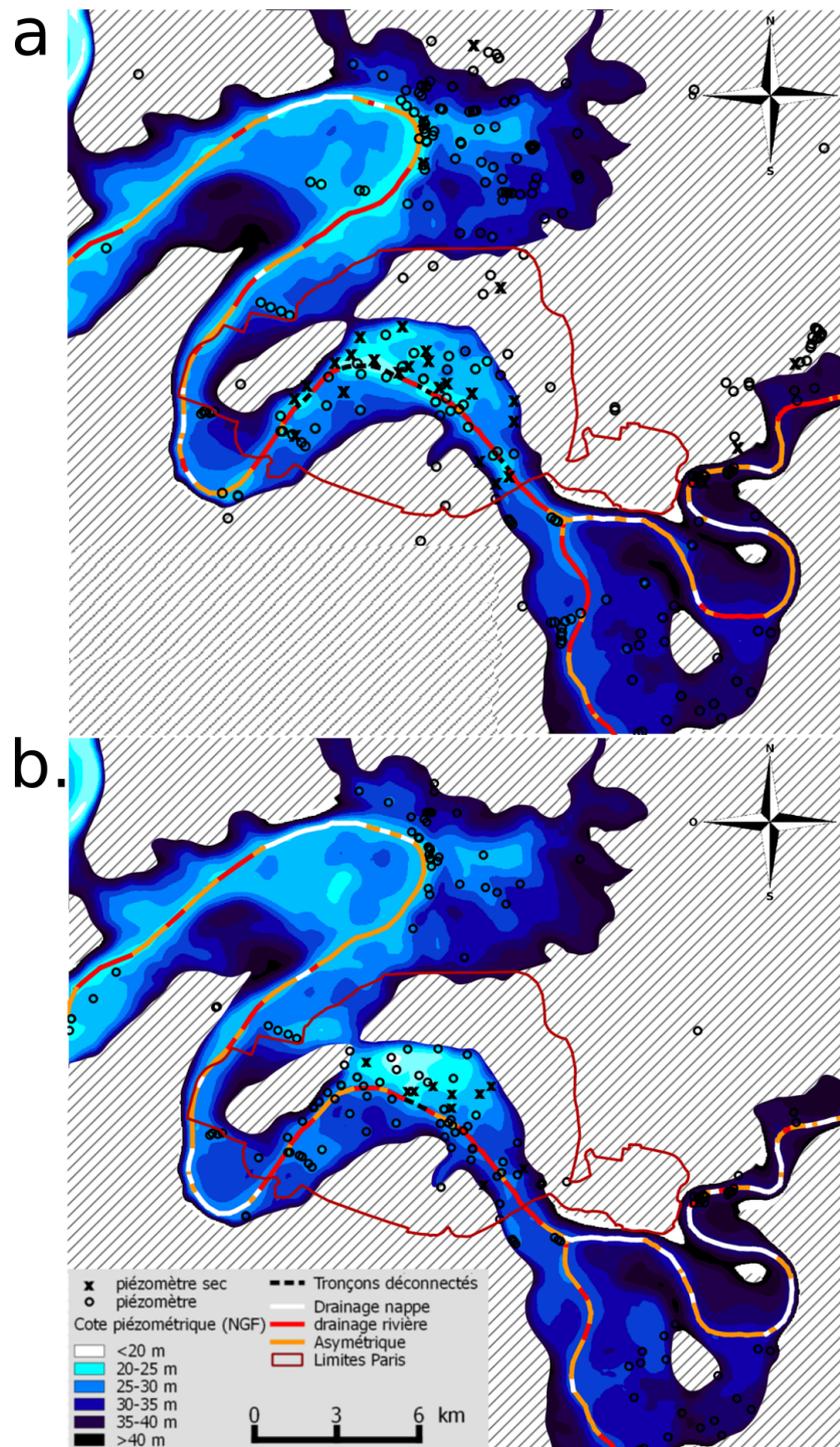


FIGURE 4.2 – Cartes piézométriques de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne pour la période de basses eaux (a.) et pour la période de hautes eaux (b.)

### 4.3. DÉFINITION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE SUIVANT LE CONTEXTE HYDROLOGIQUE

	Basses eaux	Hautes eaux
Longueur tronçons déconnectés (km)	4.9	0.8
Alimentation de la nappe par la rivière (km)	30.3	20.0
relation nappe-rivière mixte (km)	38.3	39.3
Alimentation de la rivière par la nappe (km)	11.5.4	25.0

TABLE 4.1 – Longueur des tronçons de rivière en fonction du type de relation nappe rivière pour la carte de basses eaux et la carte de haute eaux

La reconnexion des sections déconnectées en basses eaux peut être initialement causée par l'augmentation du débit d'infiltration au niveau des sections initialement connectée. Cette augmentation se traduit par l'augmentation du niveau piézométrique au voisinage de ces sections qui se propage le long du cours d'eau jusqu'aux sections initialement déconnectées. En conséquence, la quasi-totalité du réseau hydrographique est reconnectée à la nappe. La persistance de la section déconnectée au centre de Paris en période de crue (0,75 km, voir Fig.4.2.b.) peut être causée par l'augmentation des débits pompés en temps de crue.

### 4.3 Définition du fonctionnement hydrogéologique suivant le contexte hydrologique

Les mesures piézométriques sont acquises à Paris intramuros par les services de l'IGC depuis la fin des années 1970. Le niveau piézométrique a évolué depuis cette période, d'abord par une augmentation généralisée due à la désindustrialisation (Lamé 2013; Prunier-Leparmentier 1988), puis s'est stabilisé depuis la fin des années 1990 à un niveau proche de l'état actuel. Cette stabilisation du niveau piézométrique est ponctuée par l'action de pompage importants mis en place lors des chantiers des

## CHAPITRE 4. DESCRIPTION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

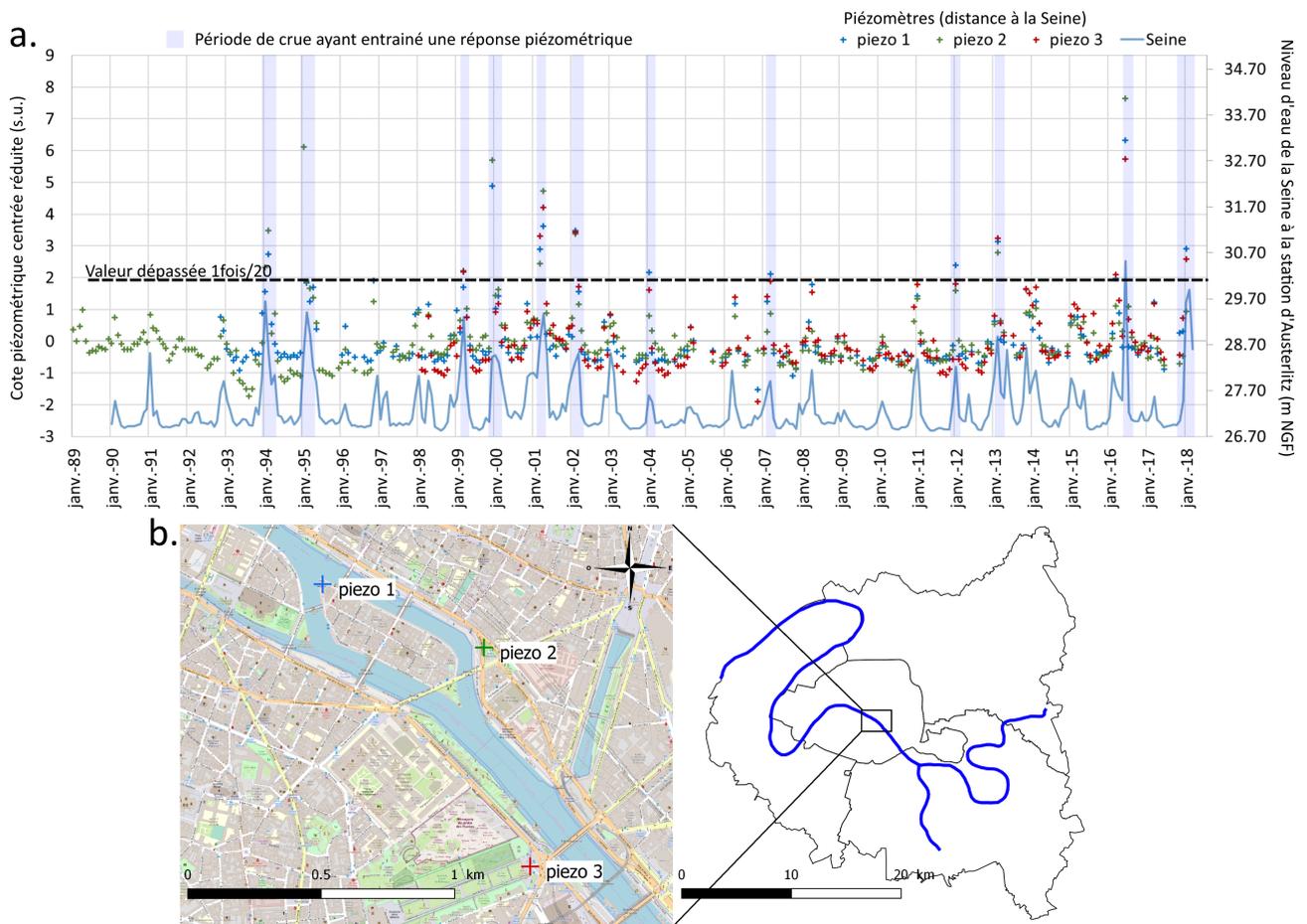


FIGURE 4.3 – Mesures mensuelles centrées réduites de trois piézomètres proches de la Seine à Paris et niveau d'eau de la Seine sur la période 1989 - 2018

projets Meteor et Eole, et également par les évènements de crue.

L'objectif de l'analyse présentée dans cette thèse est d'identifier l'effet des fluctuations du niveau d'eau en rivière sur le niveau piézométrique. Dans ce but, trois piézomètres de l'IGC, présentant une dynamique piézométrique influencée par le cours d'eau, et représentatifs du reste des piézomètres sont sélectionnés pour cette analyse. Ces piézomètres sont également sélectionnés en raison de leur proximité au cours d'eau (Fig.4.3.b).

Afin d'identifier l'influence relative des fluctuations du niveau d'eau en rivière sur le niveau piézométrique, les mesures ont été standardisées (centrées réduites) et comparées au niveau d'eau en rivière (Fig.4.3.a). Ce type de représentation permet d'identifier les évènements de crue ayant entraîné une augmentation significative du niveau piézométrique. Sur la figure 4.3, les 5 % des niveaux piézométriques les plus hauts observés sur la période 1989-2018 se sont mis en place lors de crues relativement importantes de la Seine sur cette période (1994, 1995, 1999, 2001, 2013, 2016 et 2018) et parfois lors de crue n'ayant pas atteint de niveau particulièrement hauts (2000, 2004, 2007, 2012).

La représentation (Fig.4.3.a) de l'évolution de la hauteur d'eau en rivière et des variations du niveau piézométrique fait ressortir deux modes de fonctionnement hydrogéologique :

- Le fonctionnement hydrogéologique hors période de crue sous lequel le débit de la Seine et de la Marne est régulé par l'action des barrages-réservoirs, empêchant ainsi les étiages sévères, et la hauteur d'eau en rivière est maintenue à des niveaux constants par l'action des barrages de navigation. Ces conditions en rivière génèrent un contexte hydrologique stable pour l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne.
- Le fonctionnement hydrogéologique en crue est atteint lors des crues de la Seine et de la Marne suffisamment importantes pour avoir un impact significatif sur les niveaux de nappe au voisinage du cours d'eau. Sous ce mode de fonctionnement, la nappe et la rivière se reconnectent progressivement dans la traversée de Paris. La reconnexion entre la nappe et la rivière se fait dans le prolongement des sections initialement connectées.

## 4.4 Description de fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne par zone

### 4.4.1 Zone amont de Paris : de la plaine alluviale à la confluence Seine-Marne

#### Description de la zone

Avant la confluence entre la Seine et la Marne à l'entrée de Paris, une partie du Val-de-Marne et de la Seine Saint-Denis est recouverte par les alluvions de la Seine et de la Marne. La plaine alluviale de la Seine à l'amont de Paris d'une largeur de 8 km, présente un relief peu marqué avec une altitude comprise entre 30 m et 40 m NGF. Cette plaine alluviale est prolongée jusqu'à la confluence entre la Seine et la Marne où elle rejoint la plaine alluviale de la Marne. La Marne incise les plateaux des calcaires de Champigny et de Brie et forme une vallée plus encaissée d'une largeur de 1,5 km à 2 km.

#### Fonctionnement en basses eaux

La carte piézométrique de la figure 4.4.a représente l'état piézométrique hors période de crue. L'aquifère superficiel de cette zone est alimenté aux limites de la plaine alluviale, par des écoulements provenant des nappes perchées du plateau de la Brie suivant un gradient hydraulique de l'ordre de 1 % dans la même direction que le gradient topographique. Le niveau piézométrique ne présente pas de cônes de rabattement d'un rayon supérieur à 1 km, cela témoigne du faible impact des pompages sur la piézométrie de cette zone.

Le niveau piézométrique du fond des vallées de la Seine et de la Marne présente une surface relativement plane avec un gradient hydraulique allant de 1 à 5 ‰. Les niveaux piézométriques observés au sein de la vallée de la Seine et de la Marne suggèrent que les écoulements souterrains se dirigent globalement depuis les plateaux vers le réseau hydrographique.

Avant la confluence, le niveau d'eau en rivière est supérieur au niveau piézométrique de la nappe signifiant que la Seine alimente généralement l'aquifère. Dans le cas de la Marne, la relation nappe-rivière alterne entre l'infiltration de la rivière vers la nappe et l'exfiltration de la nappe vers la rivière.

##### **Fonctionnement en période de crue**

Durant la période de hautes eaux (Fig.4.4.b), les niveaux piézométriques observés sont généralement 1 à 2 m supérieurs à ceux de basses eaux. La surface piézométrique suit le même gradient que durant la période de basses eaux. La représentation d'une alimentation de la rivière par la nappe le long de la Marne n'est pas confirmée par des observations à proximité du cours d'eau. Au contraire, au voisinage du cours d'eau, les tronçons le long desquels sont répartis les piézomètres témoignent toujours d'une alimentation de la nappe par la rivière. La carte de hautes eaux présente une moins bonne répartition des observations piézométriques ne permettant pas de donner l'impact de la crue de juin 2016 sur toute la longueur du réseau hydrographique de cette zone. Deux types de fonctionnements hydrogéologiques ressortent de ces cartes :

- Le fond de la vallée de la Seine et de la Marne, caractérisé par une surface topographique plane présente également une surface piézométrique plane (gradient piézométrique allant de 1 à 5 ‰), généralement inférieure au niveau d'eau en rivière, ce qui se traduit par une alimentation de la nappe par la rivière dans ces zones.
- À proximité des plateaux incisés, le gradient piézométrique est plus important (0,5 à 1 ‰) et lorsque le cours d'eau passe à proximité de ces zones, la rivière est alimentée par la nappe.

##### **4.4.2 Zone aval de Paris : Boucle de Gennevilliers et plaine de la Vieille Mer**

###### **Description de la zone**

Le nord de l'agglomération parisienne est constitué d'une large plaine alluviale correspondant à la vallée de l'ancien cours de la Vieille Mer qui rejoint la Seine en rive droite, à l'extrémité nord de la boucle de Gennevilliers. Cet ancien réseau hydrographique a contribué à la constitution d'une plaine alluviale de 3 km de large reposant sur des terrains du Bartonien. L'aquifère alluvial et les terrains sous-jacents sont en continuité hydraulique et représentent l'aquifère superficiel dans cette zone. La boucle de Gennevilliers est principalement constituée des alluvions anciennes de la Seine. Ce secteur présente une surface topographique relativement plane d'une altitude comprise entre 27 et 31 m NGF.

## CHAPITRE 4. DESCRIPTION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

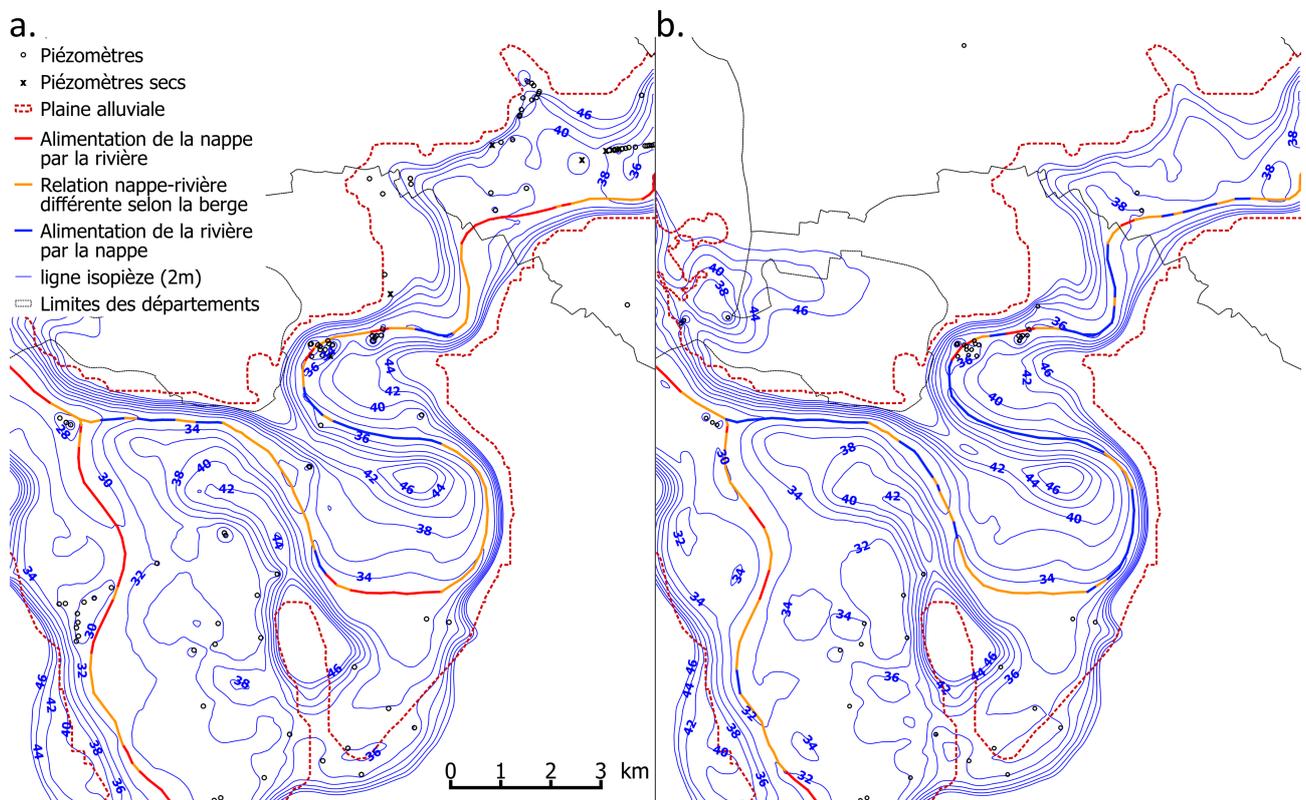


FIGURE 4.4 – Cartes piézométriques de l'aquifère superficiel à l'amont de la confluence entre la Seine et la Marne. a. Carte piézométrique de basses eaux (octobre 2015). b. Carte piézométrique de hautes eaux (juin 2016).

#### 4.4. DESCRIPTION DE FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AQUIFÈRE SUPERFICIEL DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE PAR ZONE

---

##### **Fonctionnement en période de basses eaux**

En période de basses eaux (Fig.4.5.a), la piézométrie observée dans la vallée de la Vieille Mer décroît avec un gradient hydraulique de l'ordre de 5 ‰ depuis une cote aux alentours de 40 m NGF sur les coteaux, à une cote de 27 m au centre de la vallée. Entre le centre de la vallée de la Vieille Mer et la Seine, le niveau piézométrique diminue de manière plus abrupte en présentant un gradient de 8 ‰ sur les 500 derniers mètres, au voisinage du cours d'eau.

##### **Fonctionnement en période de crue**

En hautes eaux (Fig.4.5.b), le niveau piézométrique de la vallée de la Vieille Mer reste quasiment inchangé par rapport à la période basses eaux. En revanche, au voisinage du cours d'eau, les niveaux piézométriques observés se situent 1 à 2 m au-dessus des niveaux observés en période de basses eaux. À la jonction entre la vallée de la Vieille Mer et la Seine, la surface piézométrique de la carte des hautes eaux présente un cône de rabattement avec un niveau piézométrique inférieur de 2 m par rapport à la situation de basses eaux. Ce cône de rabattement suggère l'action de pompages durant la crue de juin 2016 dans cette zone. La présence de pompage à cet endroit s'explique par la proximité du chantier de construction de la ZAC Neaucité à cette période.

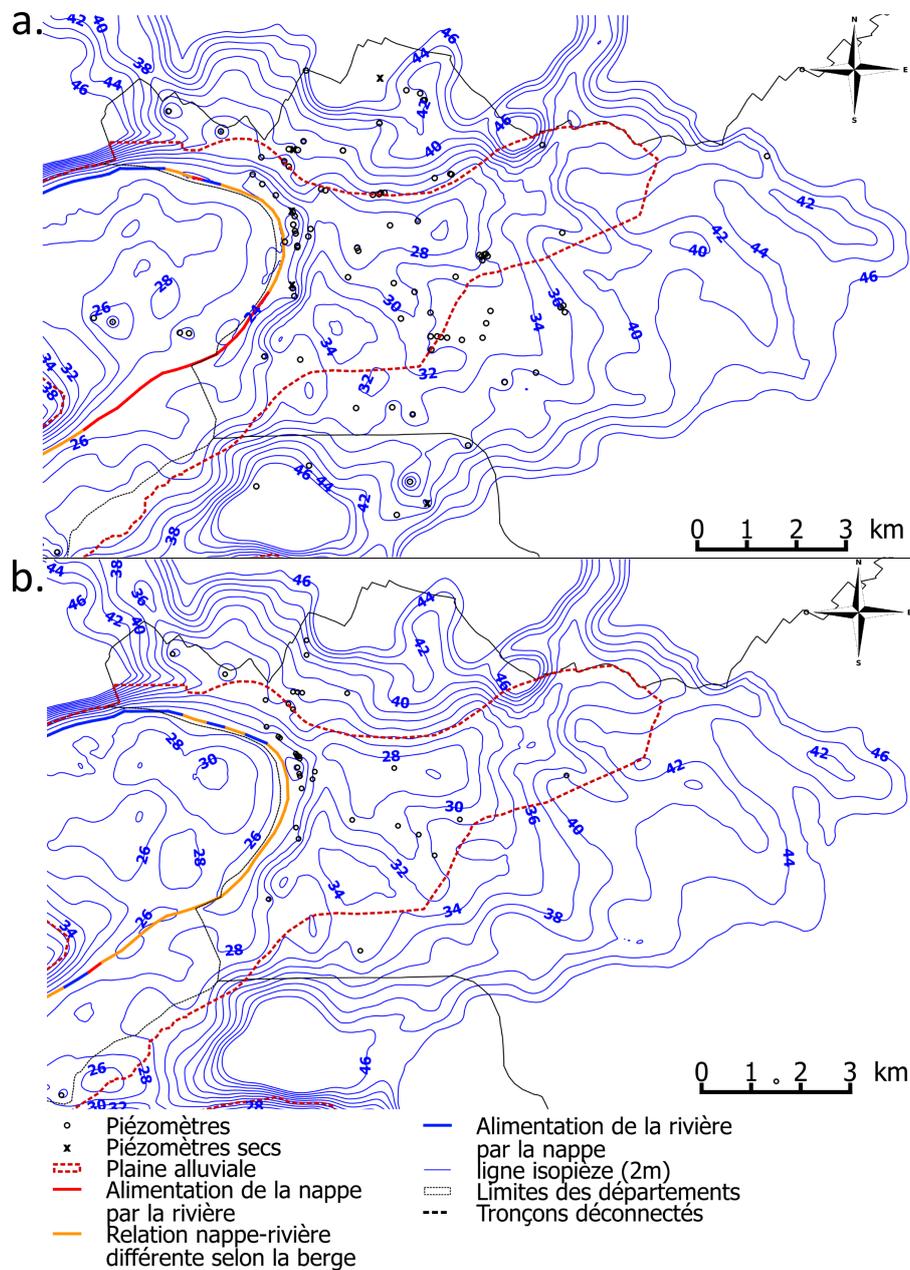


FIGURE 4.5 – Cartes piézométriques de l'aquifère superficiel de la boucle de Gennevilliers et de la vallée de la Vieille Mer. a. Carte piézométrique de basses eaux (octobre 2015). b. Carte piézométrique de hautes eaux (juin 2016).

### 4.4.3 Zone centrale : Paris et Hauts-de-Seine

#### Description de la zone

Le centre de l'agglomération parisienne correspond à la plaine alluviale de la Seine dans la traversée de Paris intramuros et la boucle de Boulogne-Billancourt. Cette zone est délimitée par les plateaux sédimentaires oligocènes au sud (rive gauche), les buttes-témoins de Montmartre et des Lilas au nord et à l'est et le Mont Valérien à l'ouest. L'observation de piézomètres secs crépinés dans les alluvions anciennes de la Seine laisse penser que ces alluvions présentent des zones de dénoisement. Les piézomètres secs sont pris en compte en y contraignant le niveau piézométrique sous l'altitude du fond des puits secs. Sur la base des connaissances de l'IGC (Inspection Générale des Carrières), le niveau piézométrique observé dans les formations sous-jacentes (Lutétien, Yprésien) est considéré pour représenter le niveau piézométrique de l'aquifère superficiel.

#### Fonctionnement en période de basses eaux

La carte piézométrique de basses eaux (Fig.4.6.a) est construite à partir d'une répartition satisfaisante des piézomètres le long du cours d'eau et dans la plaine alluviale. Le niveau piézométrique en rive droite de la Seine du centre de Paris peut être très inférieur au niveau d'eau en rivière, y compris pour des piézomètres situés à proximité du cours d'eau. Cet abaissement de la piézométrie est associé à un effet diffus de pompages visant à préserver les infrastructures souterraines de Paris. À la suite de l'application de la méthodologie de cartographie, plusieurs sections de déconnexion entre la nappe et la rivière sont identifiées. Les tronçons de rivière connectés présentent une alimentation de la nappe par la rivière sur toute la zone. Le niveau piézométrique minimum est observé au centre de Paris, entre les secteurs Opéra et Châtelet les Halles, à proximité du cours d'eau. Ainsi, les écoulements de la nappe au centre de Paris suivent un gradient hydraulique atteignant 5 ‰ en direction du cours d'eau.

#### Fonctionnement en période de crue

Les cartes piézométriques de hautes eaux représentent les périodes de crue de juin 2016 (Fig.4.6.b) et de janvier 2018 (Fig.4.6.c). La principale différence de ces cartes avec la carte de basses eaux réside dans le statut de connexion nappe-rivière. En effet, lors des périodes de hautes eaux, la majorité des tronçons déconnectés durant les basses eaux sont reconnectés à l'exception d'un court tronçon de la Seine allant du Pont des Arts au Pont Royal. L'évènement de crue de janvier 2018 a généré un niveau d'eau en rivière similaire à celui observé durant la crue de juin 2016. Les mesures piézométriques au voisinage du cours d'eau lors de ces évènements donnent une répartition similaire des tronçons reconnectés, ce qui confirme le processus de reconnexion entre la nappe et la rivière durant les périodes de crue. La reconnexion de la Seine à la nappe entraîne une inversion de la direction des flux observés en basses eaux et en hautes eaux, avec la mise en place d'un gradient hydraulique important de l'ordre de 1 % dirigeant les écoulements vers la nappe, perpendiculairement au cours d'eau.

Durant ces évènements, le niveau piézométrique observé est supérieur à celui observé lors des basses eaux au voisinage du cours d'eau. Plus au nord, le niveau piézométrique reste localement abaissé aux alentours de 20 m NGF (voire 19 m NGF en juin 2016) pendant les évènements de crue, sous le quartier de la gare St-Lazare. L'observation d'un rabattement important à cet endroit durant les périodes de crue, et son absence sur la carte de basses eaux suggère la mise en place de pompages durant les périodes de crue. Hormis cette spécificité, le niveau piézométrique de la zone centrale de Paris demeure globalement inchangé par les évènements de crue. Le maintien des actions de pompage contribue à maintenir le niveau piézométrique sous la cote de 26 m NGF.

À proximité de la Seine, au sud-est de Paris entre le XII<sup>ème</sup> et le XIII<sup>ème</sup> arrondissement, ainsi que dans le sud-ouest de Paris, entre le XV<sup>ème</sup> et le XVI<sup>ème</sup> arrondissement, les niveaux piézométriques sont plus élevés durant les périodes de crue qu'en période de basses eaux. La rivière y est reconnectée à la nappe et la cote piézométrique est comprise entre 26 et 28 m en période de basses eaux, pour atteindre un maximum de 30 m en période de hautes eaux. Dans la boucle de Boulogne-Billancourt, peu de différences sont observées sur les quelques piézomètres disponibles entre les périodes de basses eaux et de hautes eaux, les valeurs observées au voisinage du cours d'eau atteignant 28 m NGF, et 30 m NGF au centre de la boucle.

#### 4.4. DESCRIPTION DE FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AQUIFÈRE SUPERFICIEL DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE PAR ZONE

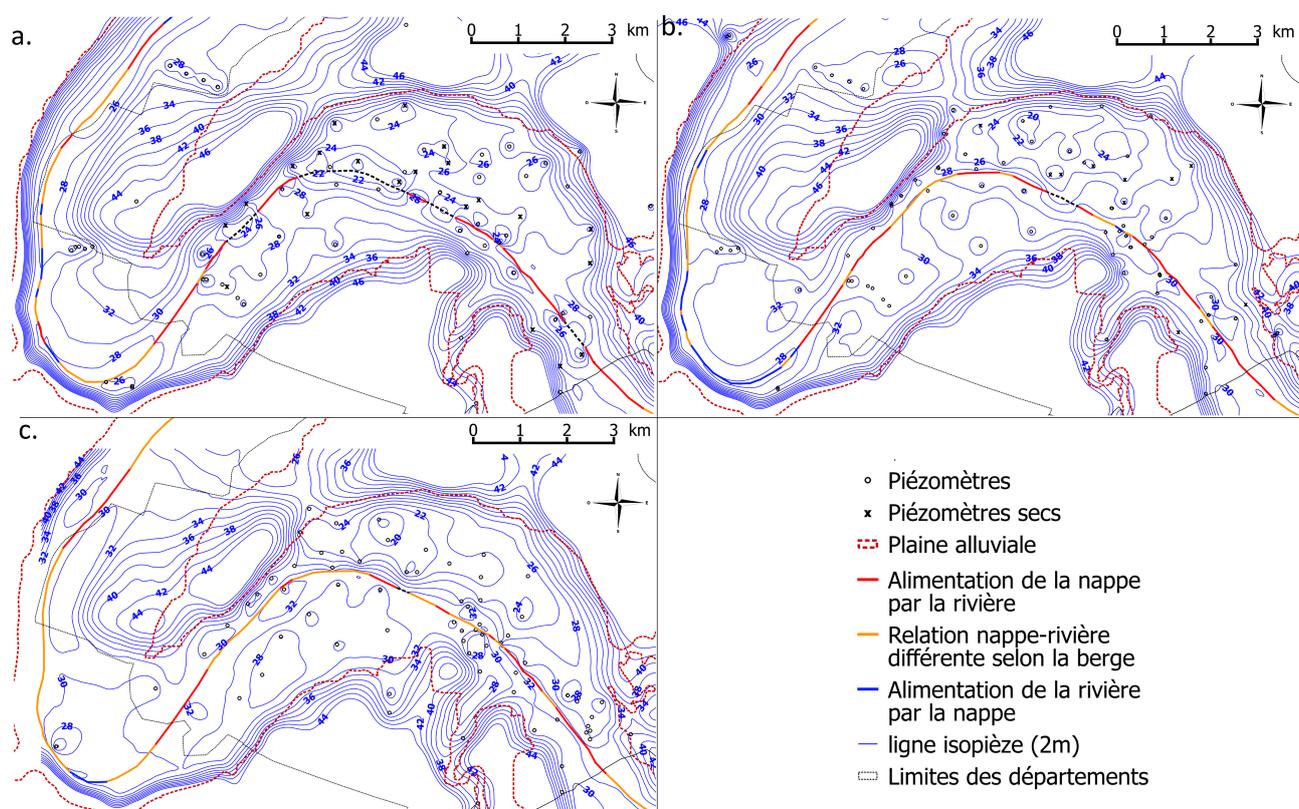


FIGURE 4.6 – Cartes piézométriques de l'aquifère superficiel de Paris et de la boucle de Boulogne-Billancourt. a. Carte piézométrique de basses eaux (octobre 2015). b. Carte piézométrique de hautes eaux (juin 2016). c. Carte piézométrique de hautes eaux (janvier 2018).

### Dénoisement des alluvions

L'épaisseur totale des alluvions (Fig.4.7.d) est évaluée par l'interpolation (krigeage ordinaire) des données de la BSS, composées de 1470 observations de l'épaisseur des alluvions, complétées par 919 observations provenant de la BD SONGE. En combinant chaque carte piézométrique obtenue avec l'épaisseur des alluvions, il est possible de déterminer l'épaisseur mouillée des alluvions de la Seine et de détecter les zones d'alluvions dénoyées selon le contexte.

Durant la période de basses eaux (Fig.4.7.a), le dénoisement des alluvions de la Seine couvre la quasi-totalité de la plaine alluviale du centre de Paris. La répartition des zones dénoyées suit principalement les zones présentant une faible épaisseur d'alluvions. Sous les tronçons de la Seine déconnectés de la nappe, les alluvions sont quasiment systématiquement dénoyées. Les cartes de dénoisement des alluvions durant les périodes de hautes eaux (Fig.4.7.b.c) montrent une répartition différente des zones dénoyées. Du fait de la reconnexion du cours d'eau à la nappe, les alluvions au voisinage de la Seine sont entièrement saturées. À une distance d'environ 500 m du cours d'eau, les alluvions restent globalement dénoyées. Ceci est probablement causé par la mise en action des pompages lors des évènements de crue de juin 2016 et de janvier 2018.

#### 4.4. DESCRIPTION DE FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DE L'AQUIFÈRE SUPERFICIEL DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE PAR ZONE

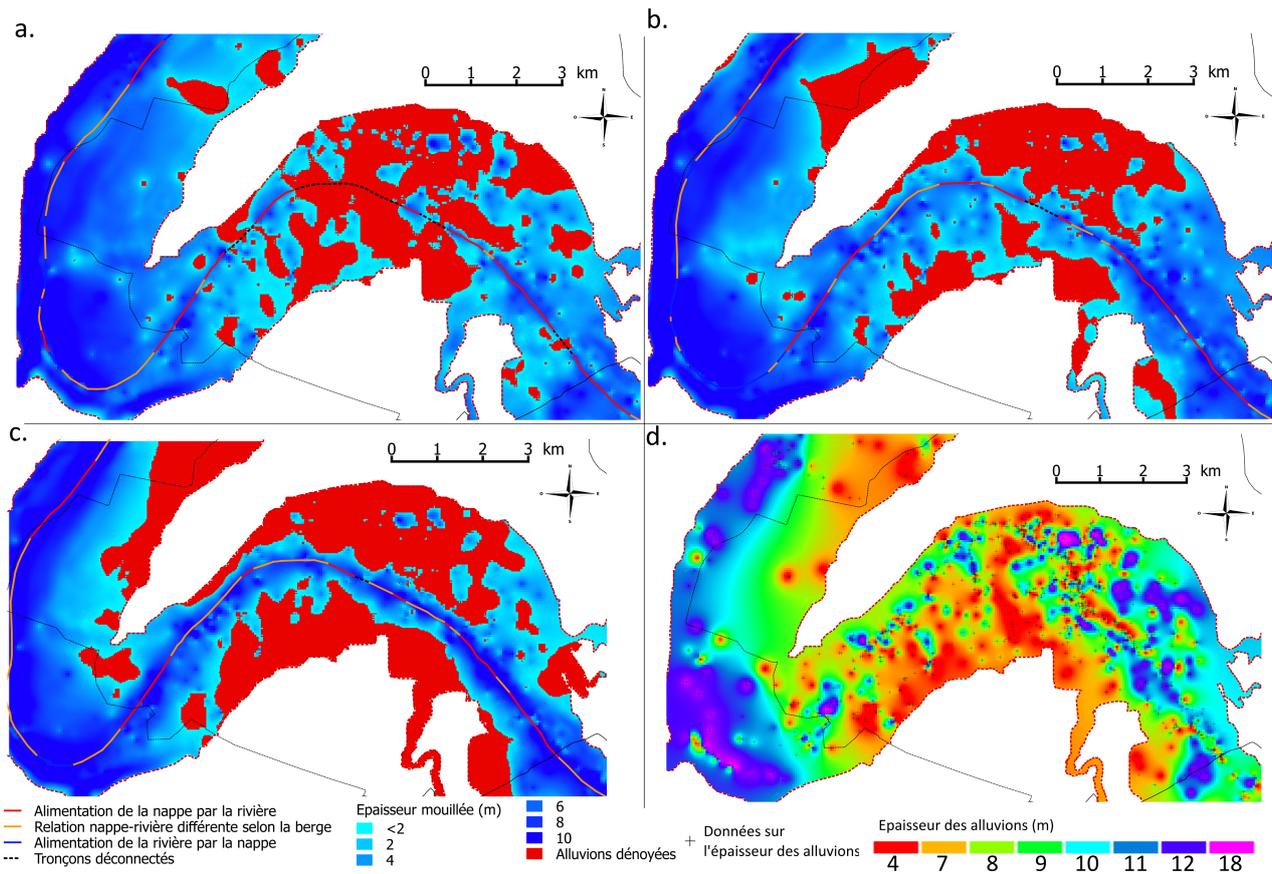


FIGURE 4.7 – Représentation du dénoisement des alluvions de la Seine à Paris en fonction de l'épaisseur des alluvions et du niveau piézométrique. a. Épaisseur mouillée et zones dénoyées des alluvions en période de basses eaux (octobre 2015). b. Épaisseur mouillée et zones dénoyées des alluvions en période de hautes eaux (juin 2016). c. Épaisseur mouillée et zones dénoyées des alluvions en période de hautes eaux (janvier 2018). d. Carte de l'épaisseur totale des alluvions utilisée pour identifier les zones d'alluvions dénoyées.

## 4.5 Points clés

- Plusieurs tronçons de rivière déconnectés avec la nappe sont identifiés au centre de Paris durant la période de basses eaux (octobre 2015) par l'application de la méthode de cartographie. La majorité des tronçons déconnectés sont ensuite reconnectés durant les périodes de hautes eaux (juin 2016 et janvier 2018).
- L'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne est un ensemble hydrogéologique composé des alluvions modernes et anciennes en continuité hydraulique avec les aquifères sous-jacents du Bartonien au nord, et du Lutétien et de l'Yprésien au centre et au sud de l'agglomération.
- La couche des alluvions de la Seine au centre de Paris est majoritairement dénoyée durant les périodes de basses eaux. Ce dénoisement est également observé durant les périodes de hautes eaux à l'exception des zones proches du cours d'eau.
- L'action des pompages a un effet mineur sur le niveau piézométrique observé dans les départements de petite couronne, tandis que les pompages permanents du centre de Paris, renforcés par des pompages supplémentaires durant les périodes de crue maintiennent un niveau de nappe aux alentours de 20 m NGF au centre de Paris.
- Le fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne suit deux régimes distincts. Hors période de crue, la régulation du niveau d'eau en rivière et en nappe génère un état quasi stationnaire. En période de crue, l'élévation de la hauteur d'eau en rivière cause la reconnexion progressive des tronçons déconnectés.

Troisième partie

## Modélisation hydrogéologique



## Chapitre 5

# Outils de modélisation de bassin versant

Les échelles spatiales et temporelles concernées par les études hydrologiques (de surface) et hydrogéologiques sont variées : du  $\text{cm}^3$  à l'échelle du globe, d'un point de vue spatial ; de la durée d'un épisode pluvieux au millier d'années d'un point de vue temporel. Les programmes utilisés dans ces études doivent être adaptés à l'échelle des processus étudiés. La conceptualisation et le formalisme de ces processus étant différents selon les échelles étudiées (Kauark-Leite, 1990). Le but de la modélisation dans cette thèse est de (i) construire et calibrer le modèle hydrogéologique de l'aquifère superficiel de Paris et de la petite couronne (PPC) (ii) simuler la propagation de crues au sein de cet aquifère afin de délimiter les zones à risques en fonction des caractéristiques des crues. Le programme employé doit donc être en mesure de simuler les écoulements souterrains au sein d'aquifères de surface, leurs échanges avec le réseau hydrographique, ainsi que leurs échanges avec le système aquifère profond. Au regard des dimensions du domaine d'étude (30 x 30 km) et des objets considérés, la plateforme de modélisation intégrée de bassin versant CaWaQS (Flipo, 2005; Labarthe, 2016) est utilisée. Cette plateforme a hérité des conceptualisations des processus physiques intervenant dans un hydrosystème du programme MODCOU (de Marsily et al., 1978; Ledoux, 1980). Ce programme appartient à la catégorie des modèles mécanistes et conceptuels. Le bilan d'eau de surface est calculé de manière conceptuelle au moyen de fonctions de production et de réservoirs, les écoulements souterrains sont

calculés de manière mécaniste résolue en deux dimensions, et des échanges verticaux calculés en appliquant le concept de drainance. La plateforme CaWaQS est développée par les membres de l'équipe SHR (Systèmes Hydrologiques et Réservoirs) du Centre de Géosciences (Mines-PariTech). Lors de cette thèse, la conceptualisation de la nappe libre simplifiée a été développée et introduite au sein de cette plateforme de modélisation. L'objectif de ce chapitre est de présenter les concepts et les processus pris en compte dans la plateforme de modélisation CaWaQS ainsi que les améliorations apportées durant cette thèse, notamment le développement des écoulements en nappe libre simplifiés.

### 5.1 Utilisation et développement de la plateforme de modélisation CaWaQS

#### 5.1.1 Définition des modules de la plateforme CaWaQS

CaWaQS est une plateforme de modélisation intégrée du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique des hydrosystèmes adaptée à l'échelle d'un bassin versant. Cette plateforme est basée sur les concepts physiques de l'outil historique de modélisation MODCOU développé par de Marsily et al. (1978) et Ledoux (1980), pour la simulation couplée des écoulements de surface et souterrains. La modularisation des fonctions de MODCOU. Les différences majeures qui existent entre les deux plateformes sont le langage de programmation et la gestion des écoulements de surface (Flipo, 2005). Cette plateforme regroupe plusieurs modules développés de manière indépendante. Chaque librairie emploie ses propres unités de réponse hydrologique (Unité de Réponse Hydrologique, URH, Flügel 1995). L'hypothèse sous-jacente est que chaque URH se différencie des autres en fonction de la dynamique des processus hydrologiques à l'œuvre. Cette notion d'URH vise à étudier les processus hydrologiques à une échelle supérieure à celle des hétérogénéités locales observées dans un hydrosystème. Le fonctionnement de l'hydrosystème tel qu'il est considéré au sein de la plateforme de modélisation CaWaQS (Fig.5.1) est modélisé grâce aux bibliothèques suivantes :

- **Libfp** reprend les concepts de MODSUR. Elle permet de calculer le bilan d'eau de surface par l'utilisation de fonctions de production. Cette méthode se base sur des modèles réservoirs simulant la répartition de la lame d'eau disponible au sol entre l'infiltration, le ruissellement et

l'évapotranspiration réelle à partir des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle. Le ruissellement est transféré au réseau hydrographique de manière directe. Pour cela, le maillage de surface, support du transfert d'eau de surface correspond à celui de bassins versants unitaires dont le temps de transfert est inférieur au pas de temps journalier. Cette discrétisation permet de négliger le retard entre la génération du ruissellement et le transfert en rivière.

- **Libhyd** simule les écoulements en rivière selon la méthode de routage hydrologique de Muskingum (McCarthy, 1938). Les apports latéraux des écoulements de surface sont répartis de manière homogène le long du réseau hydrographique. La hauteur d'eau en rivière est calculée à chaque élément rivière en fonction du débit simulé suivant l'équation de Manning-Strickler.
- **Libnsat** transfère verticalement les flux d'eau infiltrés depuis la surface vers le souterrain. La lame d'eau infiltrée est transmise au domaine souterrain saturé après avoir traversé la zone non saturée. La conceptualisation de ce transfert est basée sur les modèles en cascades de Nash développés par Besbes (1978). La zone non saturée est assimilée à une série de réservoirs se déversant les uns dans les autres selon une loi empirique. Cette représentation dépend de deux paramètres : le nombre de réservoirs et le coefficient de vidange de ces réservoirs.
- **Libaq** simule les écoulements souterrains du système aquifère conceptualisé comme un ensemble d'unités hydrogéologiques superposées, échangeant entre-elles par des flux verticaux. Chaque unité est la représentation d'un aquifère ou d'un aquitard dans sa dimension sub horizontale. Les échanges verticaux sont simulés grâce à un modèle unidirectionnel de drainance, c'est la définition d'une modélisation en pseudo 3D. Le mode de discrétisation de l'équation de diffusivité est détaillé dans la section suivante.

### 5.1.2 Module souterrain Libaq

Libaq est le module consacré au calcul des écoulements souterrains au sein d'un système aquifère. Ils sont calculés grâce à la résolution de l'équation de diffusivité (de Marsily, 1981). Cette équation est résolue par la méthode des différences finies sur un maillage gigogne. L'équation de diffusivité s'écrit

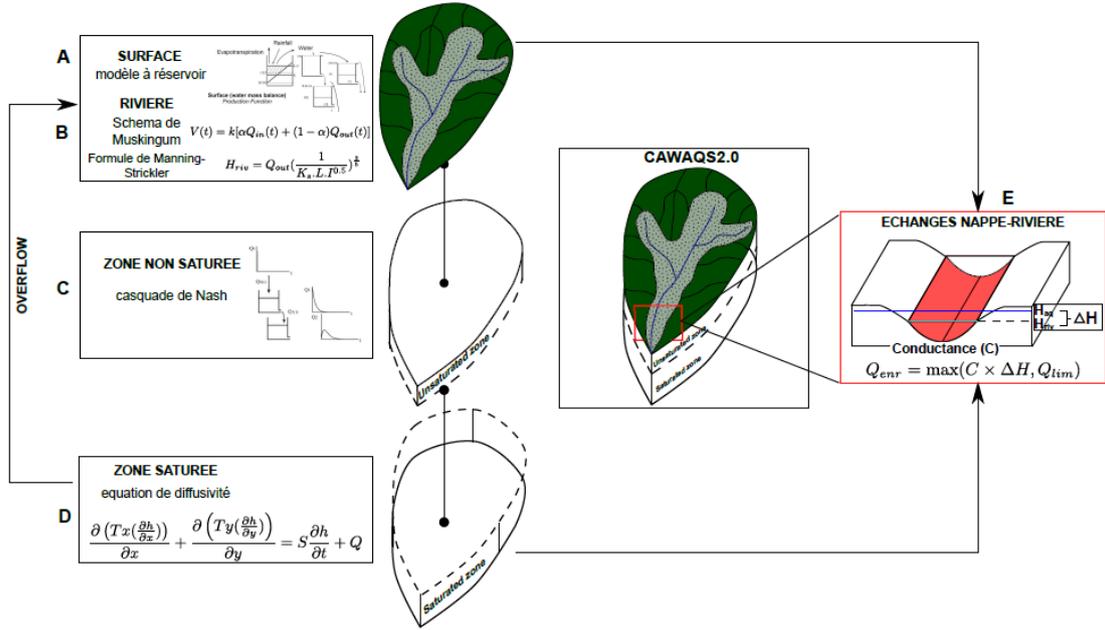


FIGURE 5.1 – Schéma du fonctionnement de la plateforme de modélisation des hydrosystèmes CaWaQS (Labarthe, 2016)

de la manière suivante :

$$\frac{\partial \left( K_x \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left( K_y \left( \frac{\partial h}{\partial y} \right) \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left( K_z \left( \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right)}{\partial z} = S_S \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (5.1)$$

- $K_i$   $i \in [x, y, z]$  [m.s<sup>-1</sup>] est la perméabilité dans les directions x,y,z,
- $h$  [m] est la charge hydraulique,
- $S_S$  [m<sup>-1</sup>] est le coefficient d'emmagasinement spécifique,
- $q$  [s<sup>-1</sup>] est le terme source (recharge et prélèvements).

Si l'on pose l'hypothèse de Dupuit selon laquelle le gradient de charge selon z est nul, l'équation 5.1 se simplifie de la manière suivante :

$$\frac{\partial \left( \int_{\sigma}^h K_x \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right) dz \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left( \int_{\sigma}^h K_y \left( \frac{\partial h}{\partial y} \right) dz \right)}{\partial y} = \int_{\sigma}^h S_s \frac{\partial h}{\partial t} dz + \int_{\sigma}^h q dz \quad (5.2)$$

où  $\sigma$  représente le mur de la formation aquifère. En supposant,  $S_s$ ,  $K_{xx}$  et  $K_{yy}$  constants entre  $\sigma$  et  $h$ , on a :

$$T_{xx} = \int_{\sigma}^h K_{xx} dz,$$

$$T_{yy} = \int_{\sigma}^h K_{yy} dz,$$

$S = S_s \int_{\sigma}^h dz = \rho \omega g dz (\beta_l \frac{\alpha}{\omega})$  (de Marsily, 1981) avec  $\rho$  la masse volumique [ $kg.m^{-3}$ ],  $\omega$  la porosité totale,  $g$  l'accélération de la pesanteur [ $m.s^{-2}$ ],  $\alpha$  le coefficient de compressibilité spécifique du sol [ $kg^{-1}.m.s^2$ ]

et  $q_s = q \int_{\sigma}^h dz$  l'équation 5.2 devient alors :

$$\frac{\partial \left( T_{xx} \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left( T_{yy} \left( \frac{\partial h}{\partial y} \right) \right)}{\partial y} = S \frac{\partial h}{\partial t} + q_s \quad (5.3)$$

avec  $T_{ii}$   $i \in [x, y]$  [ $m^2.s^{-1}$ ] la transmissivité selon les directions  $x$  et  $y$ ,  $S$  [-] le coefficient d'emmagasinement et  $q_s$  [ $m.s^{-1}$ ] le terme source. L'équation 5.3 est le principe physique sur lequel se base le module Libaq. Sous cette forme, l'équation décrit les variations de la charge hydraulique dans un domaine continu à deux dimensions. La discrétisation de l'équation de diffusivité permet de projeter cette équation sur un maillage en formalisant les flux échangés entre chaque maille.

### 5.1.3 Discrétisation de l'équation de diffusivité

La discrétisation de l'équation de diffusivité est appliquée à un maillage gigogne. Les mailles sont carrées et leurs dimensions varient sous contrainte de respecter une multiplication ou une division par deux. Chaque face d'une maille est ainsi en contact avec au maximum deux autres mailles. D'autre part, afin de discrétiser l'équation de diffusivité, les hypothèses suivantes sont posées :

- la charge hydraulique est homogène sur la maille
- chaque maille correspond à un milieu isotrope (transmissivité et coefficient spécifique homogène).

La charge hydraulique est calculée au centre des mailles. L'équation 5.3 a été résolue grâce à l'application d'un schéma numérique semi-implicite formulable de la manière suivante :

$$(1 - \Theta)\bar{T}h^n + \Theta\bar{T}h^{n+1} = q_s + S\frac{h^{n+1} - h^n}{\Delta t} \quad (5.4)$$

Où  $\Theta$  est le paramètre d'implicité,  $\bar{T}$  [ $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ] est le tenseur de transmissivité,  $n$  [s] est le pas de temps courant,  $\Delta t$  [s] est le pas de temps, et  $q_s$  [ $\text{m}.\text{s}^{-1}$ ] est le terme source. Afin de construire l'algorithme numérique de résolution de l'équation de diffusivité, l'équation 5.4 est développée pour une maille aquifère donnée selon différentes configurations de voisinage et différentes conditions limites. La notation et la définition des symboles sont reportées sur le tableau 5.1. Le cas d'une maille aquifère sans voisinage vertical et sans condition aux limites est traité.

Description de la géométrie		
Paramètre	unité	définition
$dir$	[-]	Direction selon les coordonnées cartésiennes $[X,Y,Z]$
$tdir$	[-]	Position de la face calculée de la maille $i$ selon la direction $dir$
$d_{dir}$	[m]	longueur de la maille $i$ dans la direction $dir$
$N_{neigh_{dir,tdir}}$	[-]	Nombre de voisins de la maille $i$ dans la direction $dir$ et la position $tdir$
$N_{neigh_{up}}$	[-]	Nombre de voisins de la maille dans la direction verticale, en haut
$N_{neigh_{down}}$	[-]	Nombre de voisins de la maille dans la direction verticale, en bas
$Type$	[-]	Position de la maille au sein du modèle $Type \in [TOP, RIV, BOUND]$
$Lsize_{dir}^2$	[m <sup>2</sup> ]	carré de la distance entre les centres de deux mailles voisines dans la direction $dir$
$A_{size_{dir,tdir}}$	[m <sup>2</sup> ]	dans la direction $dir$ et le position $tdir$
$T_{(dir,tdir)}$	[m <sup>2</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Transmissivité de passage dans la direction $dir$ et la position $tdir$
$S$	[-]	Coefficient d'emmagasinement de la maille
$h$	[m]	Charge de la maille $i$
$h_{neigh}$	[m]	Charge de la maille voisine

TABLE 5.1 – Notation des paramètres nécessaires à la résolution de l'équation de diffusivité discrétisée

Il est à noter que :

- Si  $T_i$  est la transmissivité de la maille  $i$ ,  $T_{neigh}$  est la transmissivité de sa maille voisine dans la direction  $dir$  et la position  $tdir$ , la transmissivité de passage  $T_{dir,tdir}$  correspond à la transmissivité équivalente. De sorte que :  $T_{dir,tdir} = \mu(T_i, T_{neigh})$  où  $\mu$  est le calcul de la moyenne (pouvant être arithmétique, harmonique ou géométrique selon la direction des écoulements) pondérée par les distances  $\frac{d_{dir}^i}{2}$  et  $\frac{d_{dir}^{neigh}}{2}$  la demi-dimension de la maille  $i$  et de la maille voisine, respectivement.

### Maille aquifère sans conditions aux limites

Sur les mailles sans condition limite, la discrétisation de l'équation 5.4 est donnée par :

$$\begin{aligned}
 & \sum_{dir=1}^2 \sum_{tdir=1}^2 \sum_{iv=1}^{Nneigh_{dir,tdir}} \left( \frac{-\Theta \Delta t T_{i,iv}}{Lsize_{dir}^2} h_{iv}^n \right) \\
 & + \left( S + \Theta \Delta t \sum_{dir=1}^2 \sum_{tdir=1}^2 \sum_{k=1}^{Nneigh_{dir,tdir}} \left( \frac{T_{i,iv}}{Lsize_{dir}^2} \right) \right) h_i^n \\
 & = \sum_{dir=1}^2 \sum_{tdir=1}^2 \sum_{iv=1}^{Nneigh_{dir,tdir}} \left( \frac{(1-\Theta) \Delta t T_{i,iv}}{Lsize_{dir}^2} h_{iv}^{n-1} \right) - \\
 & \left( S + (1-\Theta) \Delta t \sum_{dir=1}^2 \sum_{tdir=1}^2 \sum_{k=1}^{Nneigh_{dir,tdir}} \left( \frac{T_{i,iv}}{Lsize_{dir}^2} \right) \right) h_i^{n-1}
 \end{aligned} \tag{5.5}$$

où  $n$  désigne le pas de temps de calcul.

### Écoulements verticaux

Les échanges verticaux d'une maille d'un aquifère à un autre sont définis par la drainance surfacique :  $Dr_{up} = Dr_{z,TWO} = \frac{K_{up} dx dy}{e_{up}}$ , pour les échanges avec l'aquifère du dessus et  $Dr_{down} = Dr_{z,ONE} = \frac{K_{down} dx dy}{e_{down}}$ , pour les échanges avec l'aquifère sous-jacent. Avec  $K_{up}$  [ $m.s^{-1}$ ] la perméabilité du semi-perméable supérieur,  $K_{down}$  [ $m.s^{-1}$ ] la perméabilité du semi-perméable inférieur,  $e_{up}$  [m] l'épaisseur du semi-perméable supérieur et  $e_{down}$  [m] l'épaisseur du semi-perméable inférieur. Dans le cas des mailles affleurantes, les échanges entre l'aquifère et la surface sont calculés par l'application d'un modèle de conductance  $C_{riv} = \frac{K_{riv} * dx * dy}{e_{riv}}$ , avec  $K_{riv}$  [ $m.s^{-1}$ ] la perméabilité du lit de la rivière et  $e_{riv}$  [m] l'épaisseur du lit de la rivière.

### Conditions aux limites

Les conditions aux limites peuvent être incluses dans l'équation 5.5 pour influencer le calcul de la charge de la maille, suivant le contexte de cette maille :

- condition de Dirichlet, charge imposée au centre des mailles  $H_{impose}$  [m],

- condition de Neumann, flux imposé correspondant à un débit entrant  $q$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] par la face d'une maille,
- condition mixte (de type Robin, d'après Jazayeri and Werner 2019), charge imposée  $H_{impose}$  [m] définie par un débit limite d'infiltration pour l'imposition de la charge  $q_{lim}$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]. Un calcul itératif détermine le débit d'infiltration nécessaire à l'imposition de la charge, si la valeur calculée dépasse le  $q_{lim}$  imposé, la condition mixte correspond à un flux imposé entrant  $q_{lim}$ .
- flux d'échanges verticaux souterrains calculé en introduisant le concept de drainance entre deux couches dont le coefficient dépend de la perméabilité et de l'épaisseur d'une couche aquitard non modélisée,
- flux d'échange avec une rivière calculé par un modèle de conductance tel que celui proposé par Prickett and Lonquist (1971)  $Cr_{riv} = \frac{K_{rivière} S_{rivière}}{E_{litderivière}}$  où  $K_{rivière}$  [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ] est la perméabilité du lit du cours d'eau,  $S_{rivière}$  [ $\text{m}^2$ ] est la surface couverte par le cours d'eau au sein de la maille et  $E_{litderivière}$  [m] est l'épaisseur du lit de la rivière.
- le débit de prélèvement ou de recharge, directement intégré à l'équation.

## 5.2 Problématique des aquifères à surface libre

### 5.2.1 Caractéristiques de l'écoulement de la nappe libre

Dans le cadre de cette thèse, la conceptualisation de la nappe libre a été ajoutée au module souterrain Libaq afin de simuler les écoulements souterrains des aquifères superficiels. Dans le cas d'un aquifère à surface libre, la perméabilité évolue en fonction du degré de saturation du sol. La perméabilité maximum est atteinte à l'état de saturation, et diminue à mesure que le degré de saturation diminue. À l'échelle d'une maille de modèle hydrogéologique, cette évolution de la perméabilité est simplifiée en considérant une perméabilité nulle au sein de la zone non saturée, et une perméabilité maximum dans la zone saturée. Suivant cette simplification, la transmissivité équivalente d'une maille de nappe libre varie donc en fonction de la charge hydraulique. La transmissivité est recalculée comme le produit de l'épaisseur mouillée et de la perméabilité équivalente de l'aquifère ( $T = Kxe$ ). La transmissivité est recalculée lors des itérations de Picard. Cette section a pour but de décrire les

fonctionnalités ajoutées au module Libaq pour le calcul de la charge hydraulique de la nappe libre. Dans un premier temps, les concepts pris en compte pour la modélisation de la nappe libre sont présentés, puis les nouvelles fonctionnalités sont testées et comparées à une solution analytique en régime permanent. Contrairement aux écoulements de nappe captive, les écoulements de nappe libre n'impliquent pas la totalité de l'épaisseur d'une formation aquifère. Le paramètre de transmissivité ( $T = Kxe$ ), considéré constant en cas de nappe captive, est proportionnel à l'épaisseur mouillée, c'est pourquoi il faut introduire un ajustement dynamique de la transmissivité en fonction de l'épaisseur mouillée. La considération de l'épaisseur mouillée pour le calcul de la transmissivité d'une maille soulève le problème de l'hypothèse de l'isotropie de la maille. En effet, si la stratification de l'aquifère est très marquée, en particulier avec de forts contrastes lithologiques, alors, la perméabilité équivalente de la maille est susceptible de varier considérablement suivant le type de lithologie inclus ou exclu de la zone saturée. Afin de décrire plus précisément les écoulements, la description de la stratification de chaque maille a été introduite dans le calcul de la transmissivité. La stratification de l'aquifère superficiel est définie en attribuant un hydrofaciès (perméabilité et porosité de drainage) propre à la lithologie de chaque couche géologique représentée dans la maille.

Une valeur d'épaisseur, de perméabilité et de porosité de drainage doit être attribuée à chaque couche géologique constituant une maille aquifère (Fig.5.2).

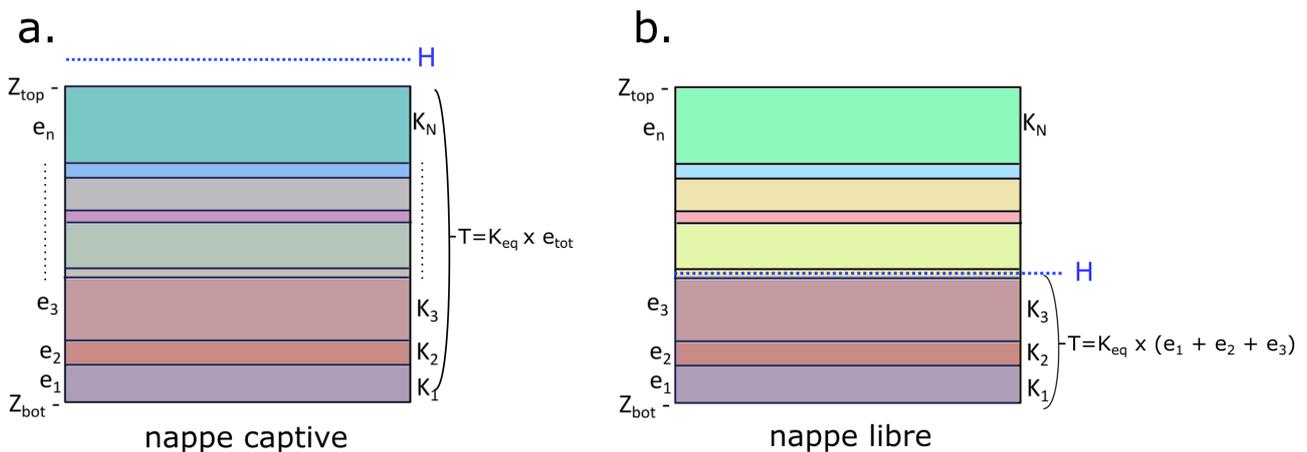


FIGURE 5.2 – Schéma représentant les variations lithologiques d'une maille. Description du calcul de la transmissivité dans le cas d'un aquifère captif (a) et dans le cas d'un aquifère libre (b).

En considérant que l'écoulement est principalement horizontal, la perméabilité équivalente de l'aquifère correspond à la moyenne arithmétique des perméabilités rencontrées.

Lorsque le niveau piézométrique est supérieur au niveau du toit de la couche aquifère, la perméabilité équivalente englobe les perméabilités  $K_1$  à  $K_N$  (Fig.5.2.a). Dans le cas de la nappe libre, la perméabilité équivalente est calculée en ne considérant que les perméabilités  $K_1$  à  $K_3$  des couches géologiques immergées (Fig.5.2.b).

### 5.2.2 Développement de l'approximation de la nappe libre

#### Solution analytique de l'approximation de la nappe libre

La solution analytique en régime permanent du calcul de la hauteur d'eau d'une nappe libre entre deux points est donnée par l'expression :

$$h(x) = \sqrt{h_{amont}^2 - \frac{(h_{amont}^2 - h_{aval}^2)x}{L}} \quad (5.6)$$

Où  $h(x)$  [m] est la charge hydraulique le long de l'axe  $x$ ,  $h_{amont}$  et  $h_{aval}$  sont les charges hydrauliques amont et aval, et  $L$  est la distance qui sépare les points d'observation amont et aval. La solution de cette équation donne un profil parabolique de la charge hydraulique.

#### Cas test d'application du calcul de la nappe libre

Un cas test est constitué selon un maillage de 12 mailles carrées de 500 m de côtés (Fig.5.3). Chaque maille présente une épaisseur totale de 120 m stratifiée selon six couches géologiques de 20 m d'épaisseur chacune et de perméabilité homogène ( $5,0 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ ). La charge initiale est fixée à une altitude de 100 m pour toutes les mailles. La simulation en régime permanent est lancée dans le but de générer un écoulement depuis l'amont (maille 0) vers l'aval (maille 11). Une charge imposée à une altitude de 100 m est appliquée à la maille 0 tandis qu'une charge imposée à une altitude de 50 m est appliquée à la maille 11.

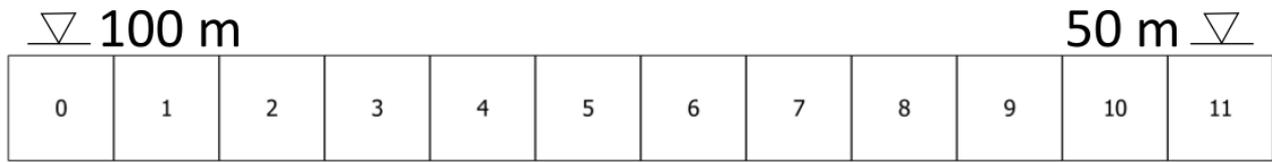


FIGURE 5.3 – Maillage du cas test (mailles 500m).

### Évaluation des résultats

La solution analytique est comparée aux résultats simulés du cas test. Les charges hydrauliques simulées pour le cas test sont reportées sur la figure 5.4. Ces résultats sont comparés aux résultats obtenus sans adaptation de la transmissivité à l'épaisseur mouillée. Les écarts entre les résultats de simulation et la solution analytique sont reportés sur le tableau 5.2.

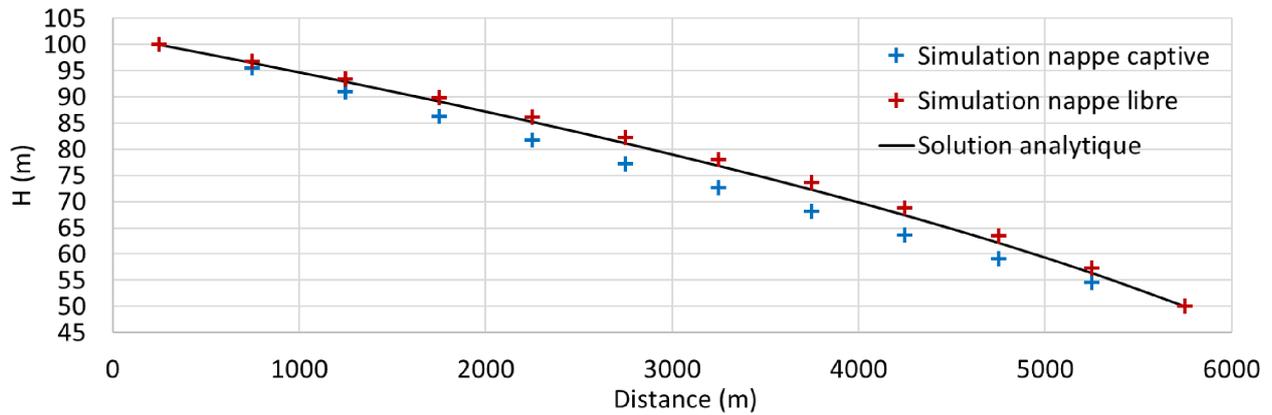


FIGURE 5.4 – Profils de la piézométrie calculée par la solution analytique, simulation de la piézométrie en nappe captive et simulation de la piézométrie en hypothèse de nappe libre.

TABLE 5.2 – RMSE (root mean square error) et ME (mean error) des résultats obtenus comparés à la solution analytique

	RMSE (m)	ME (m)
Libaq nappe captive	3,19	3,03
Libaq nappe libre	0,44	0,03

Les résultats (Fig.5.4) révèlent l'effet du calcul de la nappe libre en régime permanent :

- Le niveau piézométrique obtenu sans calcul de la nappe libre décroît linéairement suivant un gradient hydraulique de 1 %. Dans l'hypothèse de la nappe captive et à transmissivité constante, la hauteur d'eau le long du profil évolue proportionnellement au gradient de charge entre les conditions aux limites amont et aval.
- Le niveau obtenu en appliquant le calcul de la nappe libre présente une forme parabolique. À perméabilité constante, la transmissivité calculée varie en fonction de l'épaisseur mouillée. Ainsi, la transmissivité maximale est calculée à la limite amont du cas test où l'épaisseur mouillée est à sa valeur maximum. À l'inverse, la transmissivité minimale est calculée à la limite aval du cas test, où l'épaisseur mouillée atteint sa valeur minimum. La modification de la transmissivité entraîne une évolution du gradient de charge le long du profil. Près de la limite amont, la transmissivité est importante, et le gradient de charge est diminué. Près de la limite aval, la transmissivité est plus faible, et le gradient de charge est augmenté.

Dans l'application de ce cas test, les différences de charge entre les simulations et la solution analytique donnent une amélioration moyenne de 3 m entre le calcul de la nappe captive et le calcul de la nappe libre (Tab.5.2). La différence de charge la plus importante entre la nappe captive et la nappe libre (5,3 m) se situe aux deux tiers du profil ( $x = 3250$  m). Le maximum des résidus est de 1,3 m de surestimation du niveau piézométrique à la même coordonnée le long du profil. Plus le gradient de charge est important, plus ce résidu est important. À l'inverse, plus la discrétisation horizontale et verticale de la perméabilité est fine, moins ces résidus sont importants.

### 5.3 Points clés

- La plateforme de modélisation CaWaQS peut être employée aussi bien pour la modélisation couplée de l'hydrosystème du bassin versant de la Seine, que pour la modélisation des écoulements souterrains de l'agglomération parisienne.
- La conceptualisation de la nappe libre est validée par la solution analytique. Cette conceptualisation est basée sur l'ajustement de la transmissivité en fonction de l'épaisseur mouillée.
- La stratification géologique sous-maille est intégrée dans les fonctionnalités du calcul de la nappe libre en considérant l'épaisseur, la perméabilité et le porosité de drainage de chaque couche géologique composant la maille.

## Chapitre 6

# Conceptualisation et construction du modèle hydrogéologique de Paris et de la petite couronne (PPC)

Ce chapitre décrit la construction du modèle hydrogéologique de Paris et de la petite couronne (PPC), ainsi que la constitution de la base de données utilisée pour la calibration du modèle. La construction de ce modèle se base sur les données de la BD SONGE (Société du Grand Paris, 2019), la banque du sous-sol (BSS), le modèle hydrogéologique de Paris (Lamé, 2013) et le modèle tridimensionnel du Tertiaire du Bassin de Paris (BRGM and DRIEE, 2014). Le concept de modèles emboîtés décrit par Flipo et al. (2014) est utilisé afin de s'assurer de la continuité des flux entre le modèle PPC et le modèle Seine développé lors de la thèse de Labarthe (2016). La première section de ce chapitre décrit la géométrie du modèle, et la seconde partie est dédiée à la définition des conditions aux limites.

## 6.1 Définition des géométries lithologiques prises en compte dans le modèle

### 6.1.1 Présentation du domaine modélisé

L'objectif de modélisation de cette thèse est d'étudier la propagation d'une onde de crue dans l'aquifère superficiel. Le domaine hydrogéologique modélisé couvre Paris et les trois départements de petite couronne (Hauts-de-Seine, Seine-Saint-Denis, Val-de-Marne). Un intérêt particulier est donné à la précision de calcul au voisinage du réseau hydrographique. L'hydrogéologie de l'agglomération parisienne est décrite selon trois grands ensembles hydrogéologiques (Fig.6.1) :

- L'aquifère superficiel est un ensemble multicouche en relation avec le réseau hydrographique. Cet ensemble regroupe les aquifères des alluvions de la Seine et de la Marne (alluvions modernes, alluvions anciennes), du Bartonien inférieur (Calcaires de St-Ouen, Sables de Beauchamp), du Lutétien (Marnes et Caillasses, Calcaire Grossier), de l'Yprésien (Sables du Soissonnais), et du Montien (Marnes de Meudon). En fonction du contexte géologique, les battements de nappe ont lieu au sein de l'un de ces aquifères. L'absence de discontinuité hydrogéologique continue entre ces aquifères favorise les flux verticaux entre eux. Le regroupement de ces aquifères au sein d'un ensemble hydrogéologique permet de tenir compte du dénoiement des aquifères de surface lors de la modélisation. Les flux latéraux au sein de cette couche sont dirigés par les variations de niveau d'eau en rivière, les flux régionaux, la recharge et les prélèvements en nappe.
- Les aquifères perchés de l'agglomération parisienne sont représentés par le plateau du Tertiaire du bassin de Paris et les buttes-témoins associées (Butte Montmartre, les Lilas, Mont Valérien), directement sus-jacentes à l'aquifère superficiel. Ces reliefs sont composés de formations aquifères telles que les Masses et Marnes du Gypse, le Calcaire de Brie et les Sables de Fontainebleau. Ces aquifères ne sont pas en relation avec le réseau hydrographique principal, les variations des niveaux de nappe de ces aquifères ne répondent pas aux variations de niveau d'eau en rivière. Les flux souterrains au sein de cet ensemble varient surtout suivant une saisonnalité de périodicité annuelle (hautes eaux, basses eaux). Ces aquifères alimentent par drainance l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne.

## 6.1. DÉFINITION DES GÉOMÉTRIES LITHOLOGIQUES PRISES EN COMPTE DANS LE MODÈLE

- La nappe captive sous l'aquifère superficiel correspond à la formation de la Craie. La craie dans sa totalité est considérée comme un aquifère d'une épaisseur avoisinant les 500 m au niveau de l'agglomération parisienne. Il est généralement considéré que les 100 premiers mètres à compter de son toit présentent une perméabilité plus importante que la Craie profonde (Mégrien, 1980). Au sein de l'agglomération parisienne, la Craie est latéralement continue, et les flux souterrains y ayant lieu répondent à des dynamiques régionales de basse fréquence.

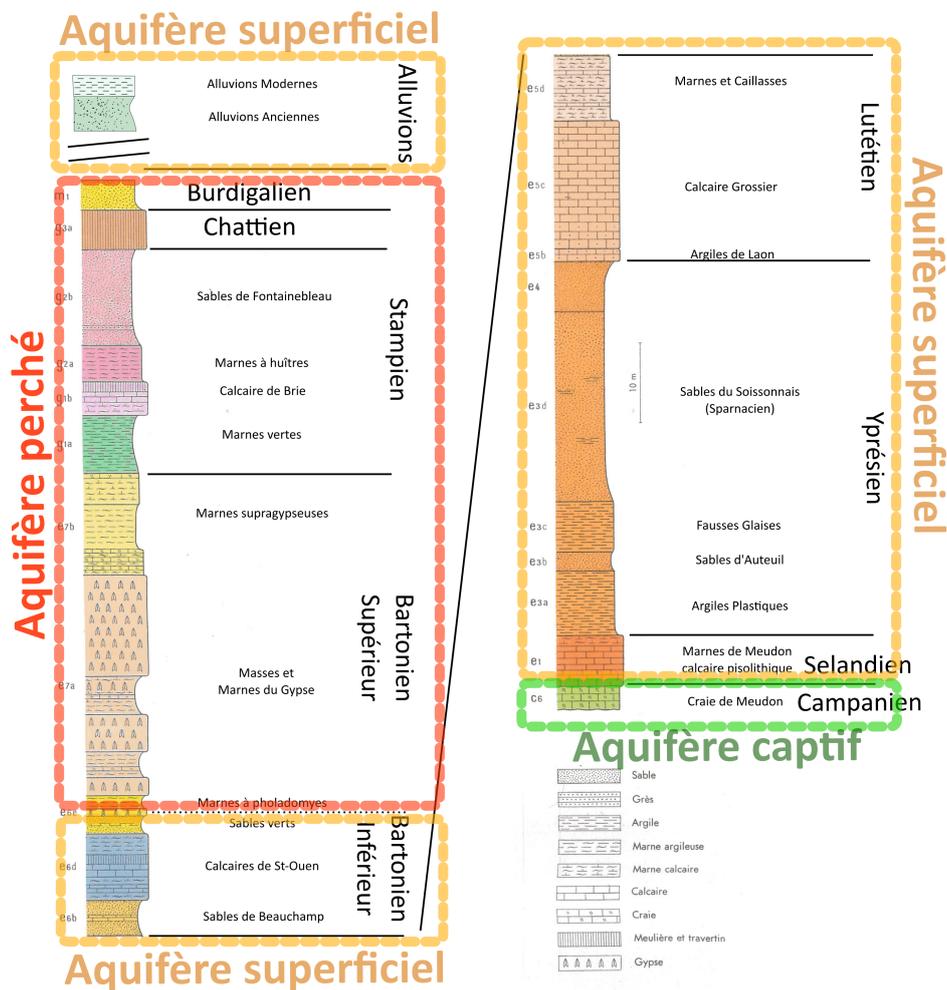


FIGURE 6.1 – Log géologique commenté extrait de la notice géologique de Paris à 1/50000 (Soyer, 1953a). Les ensembles hydrogéologiques sont encadrés selon leur caractéristique.

### 6.1.2 Maillage du modèle

Parmi ces trois ensembles aquifères, l'aquifère superficiel, et la nappe captive sont discrétisés selon un maillage carré de type gigogne (Fig.6.2). Le maillage complet contient 22 657 mailles dont 16 465 correspondent à l'aquifère superficiel et 6192 à la nappe captive. La nappe perchée est uniquement considérée en tant que composante de recharge de l'aquifère superficiel. Les mailles du modèle sont raffinées selon leur distance au réseau hydrographique, leur largeur maximum est de 2,5 km, et leur largeur minimum est de 50 m à proximité du réseau hydrographique. Les mailles les plus fines de la nappe captive présentent une largeur de 100 m.

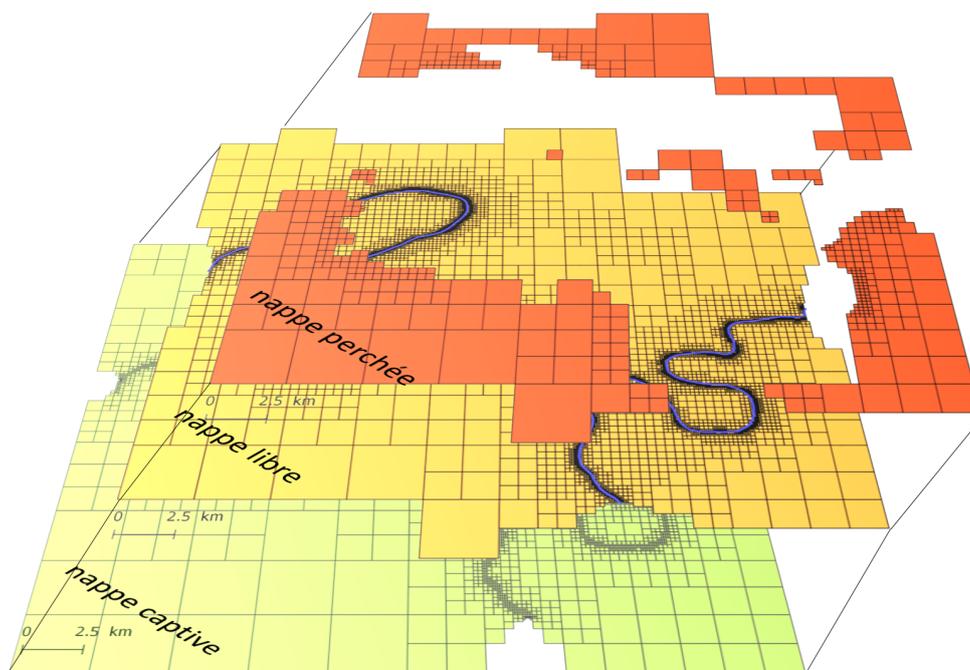


FIGURE 6.2 – Présentation de la discrétisation des ensembles aquifères du modèle de Paris petite couronne (PPC)

### 6.1.3 Définition de la géométrie des aquifères modélisés

Les deux couches aquifères présentées (aquifère superficiel et nappe captive) couvrent la totalité de la zone d'étude. Dans le cas de l'aquifère superficiel, une description de la variation lithologique verti-

cale est également renseignée. La modélisation de la nappe libre requiert la connaissance de l'épaisseur et de l'altitude de chacune des couches géologiques qui la compose. Ces informations sont généralement déduites de données spatialisées (cartes géologiques, modèles géologiques) ou bien de données ponctuelles (sondages). L'emprise des couches géologiques est définie à partir de la carte géologique à 1/50000 de Paris, Corbeil-Essonnes, Lagny et l'Isle-Adam. La Figure 6.3. présente le résultat obtenu du croisement des informations cartographiques avec le maillage du modèle hydrogéologique. Les couches géologiques de la nappe superficielle du modèle hydrogéologique apparaissent globalement horizontales, conformément à la carte géologique. L'affleurement de la formation de la Craie dans la boucle de Boulogne témoigne de la présence du pli anticlinal de Meudon d'axe ouest-nord-ouest / est-sud-Est.

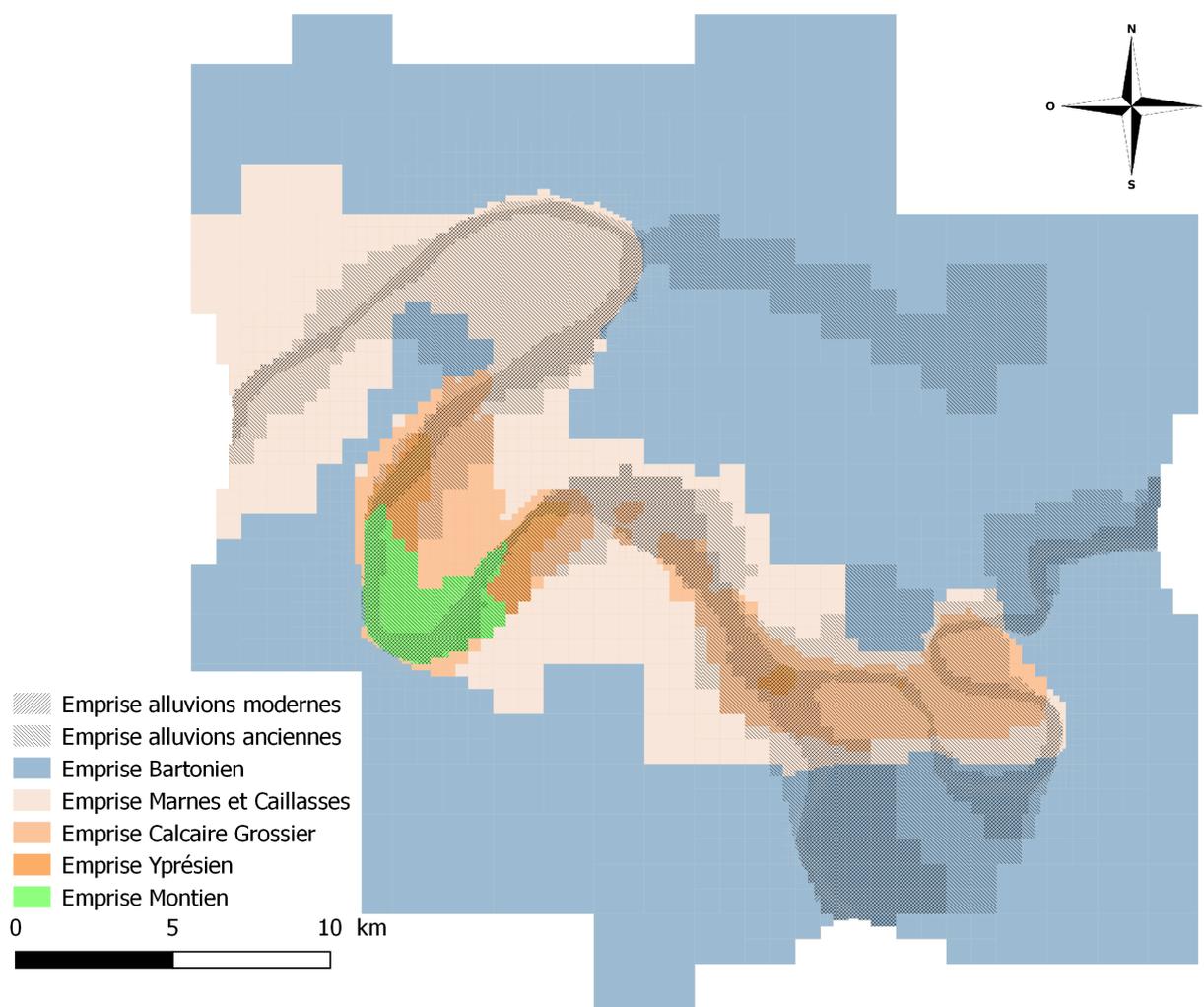


FIGURE 6.3 – Emprises des couches géologiques renseignées au sein de l’aquifère superficiel.

La plateforme CaWaQS considère une définition de la géométrie des mailles en tenant compte de l’altitude du mur de l’aquifère et de l’épaisseur de chaque couche géologique composant cet aquifère.

Afin d’obtenir ces informations, plusieurs types de données :

- les données ponctuelles de sondages (BSS, Société du Grand Paris 2019),
- les données spatialisées locales issues du modèle hydrogéologique de Paris (Lamé, 2013)
- les données spatialisées régionales issues du modèle tridimensionnel du Tertiaire du Bassin Parisien (BRGM and DRIEE, 2014).

### **Méthode de spatialisation des géométries par krigeage avec dérive externe**

La spatialisation d'une variable à partir de données d'observation ponctuelles requiert une répartition homogène des points d'observation, ainsi qu'une densité de points suffisante pour les interpoler de manière fiable. Une méthode ayant pour but d'agrèger les données spatialisées et les données ponctuelles est élaborée dans le but de produire une spatialisation intégrant les données issues de sources variées. Cette méthode emploie l'interpolation par krigeage en dérive externe (Hudson and Wackernagel, 1994). Tandis que le krigeage ordinaire se place dans l'hypothèse de stationnarité de la variable interpolée, le krigeage avec dérive externe se place dans l'hypothèse de corrélation de la variable interpolée avec une dérive définie en tout point du domaine. Cette hypothèse revient à supposer que les écarts de la variable à la dérive (résidus, Fig.6.4, étape 1) présentent une variabilité stationnaire. Un modèle variographique est ajusté au variogramme des résidus (Fig.6.4, étape 2) et employé pour le krigeage des observations locales employant les données régionales en dérive externe (Fig.6.4, étape 3). Cette méthode permet de produire une spatialisation fidèle à la variable au point d'observation. À une distance inférieure à la portée du variogramme de points d'observations, la variable spatialisée sera comprise entre la valeur des observations et celle de la dérive. À une distance supérieure à la portée du variogramme de tout point d'observation, la variable prendra la valeur de la dérive renseignée en ce point. La Figure.6.4 synthétise les méthodologies de spatialisation des épaisseurs par krigeage avec dérive externe.

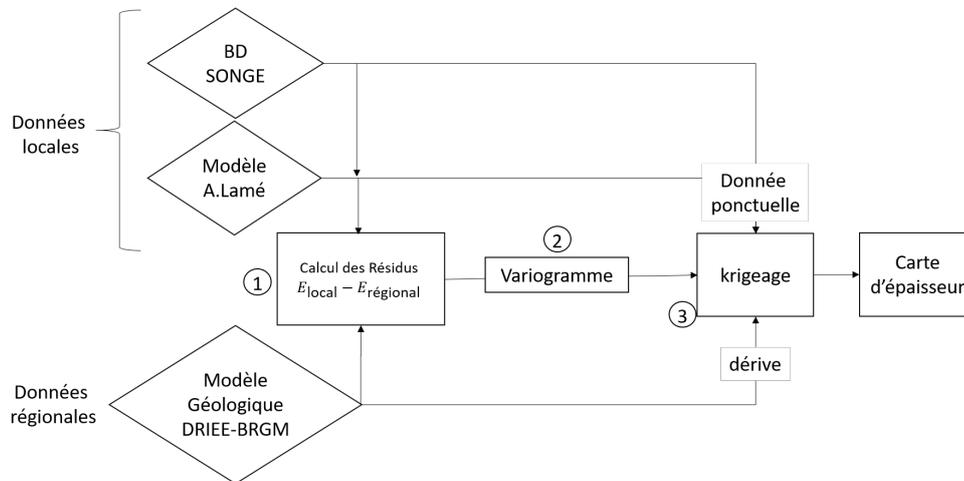


FIGURE 6.4 – Schéma explicatif de la procédure de krigeage des altitudes et des épaisseurs locales utilisant les données régionales en dérive externe.

### Détermination de l'épaisseur des couches géologiques

La Figure 6.5 présente les épaisseurs de chacune des couches géologiques considérées au sein de l'aquifère superficiel. Dans le cas des alluvions de la Seine et de la Marne (Fig.6.5.a et Fig.6.5.b), un jeu de données issu de la BSS composé de 1470 observations de l'épaisseur des alluvions, complété par 919 observations provenant de la BD SONGE est utilisé pour l'interpolation. Ces points présentent une répartition suffisamment dense et homogène pour être directement interpolés sans dérive externe. L'épaisseur des alluvions est interpolée par krigeage ordinaire des 2389 observations. Dans le cas de l'épaisseur du Bartonien (Fig.6.5.c), des Marnes et Caillasses (Fig.6.5.d), du Calcaire Grossier (Fig.6.5.e) et de l'Yprésien (Fig.6.5.f), la méthode du krigeage avec dérive externe est employée. Les données ponctuelles correspondent aux mesures issues de la BD SONGE et le ré-échantillonnage des valeurs renseignées dans le modèle hydrogéologique de Paris. Les données spatialisées utilisées en tant que dérive sont les épaisseurs des couches du modèle géologique du Tertiaire du bassin parisien pour le Bartonien, le Lutétien et l'Yprésien. La cote du toit de la craie (Fig.6.6) est déterminée à partir des données issues du modèle hydrogéologique de Paris pour Paris intramuros. La carte du toit de la craie établie par Diffre (1969) a été numérisée et employée pour définir l'altitude du toit de la craie

## 6.1. DÉFINITION DES GÉOMÉTRIES LITHOLOGIQUES PRISES EN COMPTE DANS LE MODÈLE

dans les zones périphériques. Les cotes de mur et de toit de chacune des couches géologiques sont ensuite déduites de la cote estimée du toit de la craie et de l'épaisseur de chaque couche géologique. La géométrie de la couche correspondant aux Marnes de Meudon est également déduite de l'estimation du toit de la craie. Conformément aux constats établis par Diffre (1969), la couche du Montien est confondue avec la partie supérieure de la Craie. Cette couche est considérée d'une épaisseur de 30m sous le toit de la Craie.

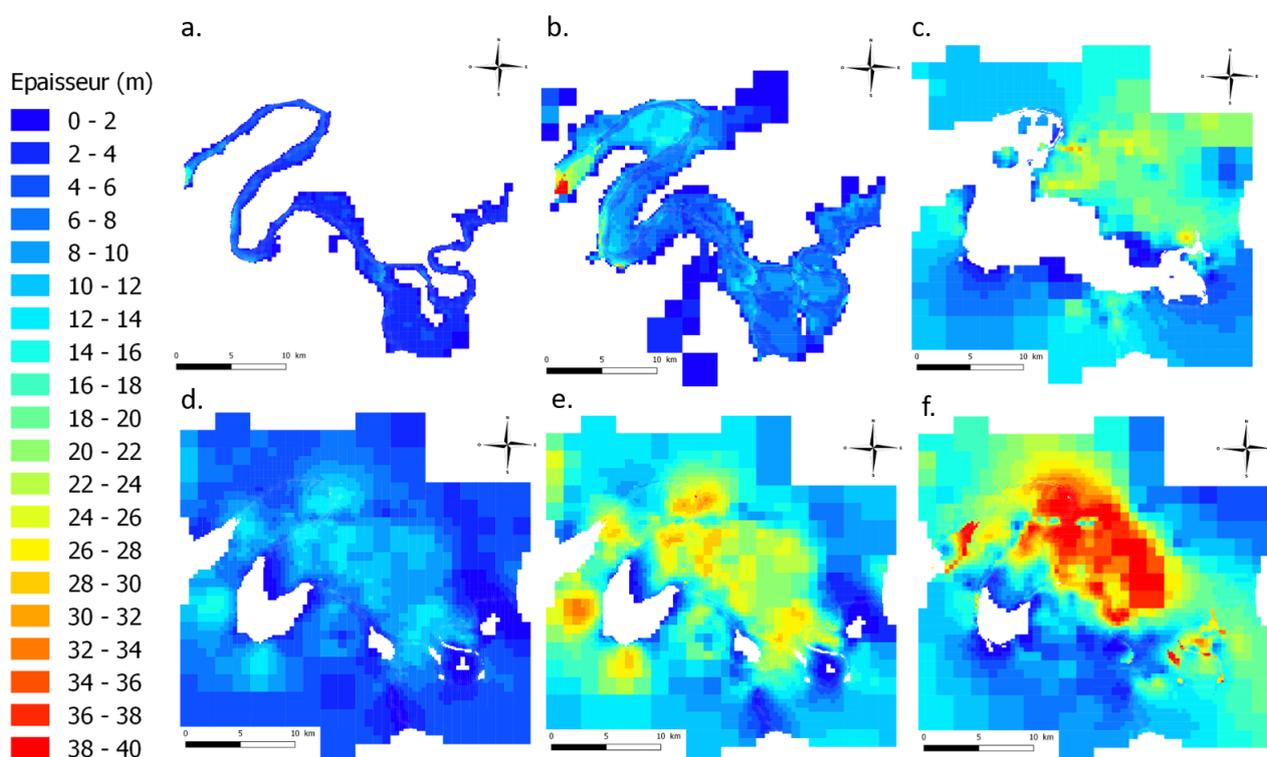


FIGURE 6.5 – Cartes de l'épaisseur de chacune des couches géologiques reportée sur le maillage de l'aquifère superficiel. (a.) Épaisseur des alluvions modernes (b.) épaisseur des alluvions anciennes (c.) épaisseur du Bartonien (d.) épaisseur des Marnes et Caillasses (e.) épaisseur du Calcaire Grossier (f.) épaisseur de l'Yprésien

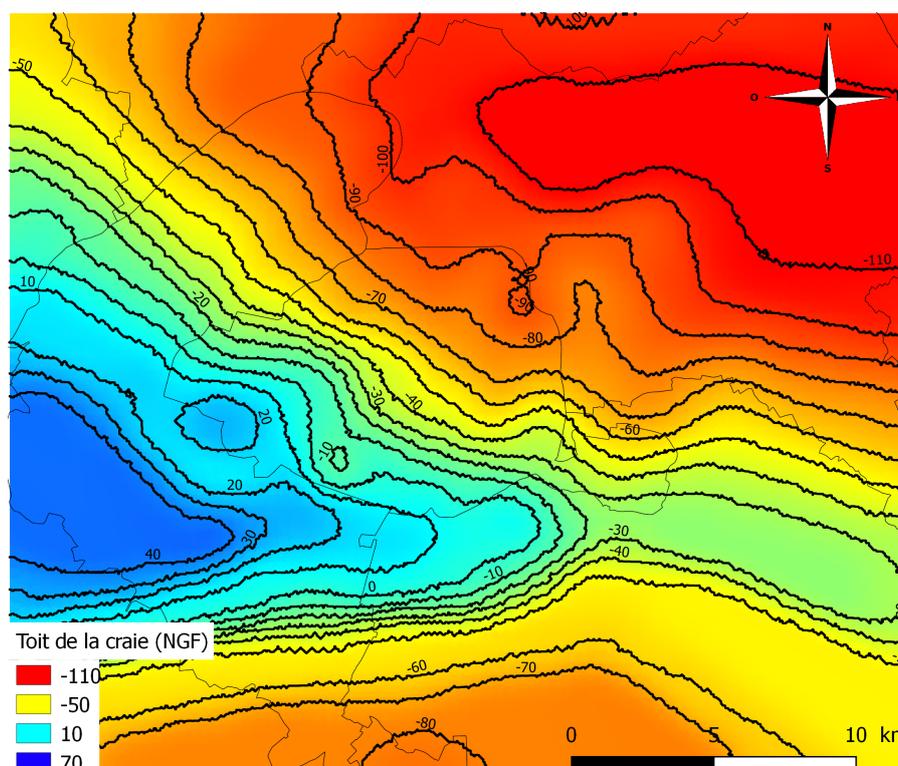


FIGURE 6.6 – Carte du toit de la Craie obtenue par krigeage du modèle hydrogéologique de Paris (Lamé, 2013) avec la carte dressée par Diffre (1969) en dérive externe.

#### 6.1.4 Définition de la perméabilité initiale

La valeur de la perméabilité varie en fonction des propriétés du milieu poreux telles que la granulométrie, la porosité, et la composition. Dans un modèle hydrogéologique, il convient d'attribuer une valeur de perméabilité unique pour chacune des mailles : on utilise pour cela une perméabilité équivalente qui intègre la variabilité de la perméabilité à l'intérieur de cette maille. L'établissement d'une valeur de perméabilité propre à chaque maille nécessite de disposer de la localisation des hétérogénéités sédimentaires à l'échelle de la zone modélisée. Dans le cas de la modélisation hydrogéologique en milieu urbain, la perméabilité équivalente par maille est également affectée par la présence de structures souterraines (tunnels, canalisation, fondations, parking...).

Il existe deux approches pour déterminer la perméabilité : (1) la mesure ponctuelle in situ (de

type essai Lefranc) qui permet de déterminer la perméabilité d'un échantillon (2) l'essai de pompage permettant de mesurer la perméabilité d'une zone plus large correspondant à la zone d'influence du pompage utilisé. Les mesures ponctuelles sont plus largement répandues que les essais de pompage, car elles sont plus rapides et moins onéreuses à mettre en place. La spatialisation de la perméabilité est un sujet complexe ayant fait l'objet d'un nombre important d'études employant des méthodes géostatistiques (Cardenas et al., 2004; Fleckenstein and Fogg, 2008) ou génétiques (Howard and Knutson, 1984; Sun et al., 1996; Lopez, 2003). La spatialisation de la perméabilité de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne requiert une synthèse géologique approfondie de la totalité des mesures effectuées dans cette zone et l'application de méthode de spatialisation appropriée aux différents milieux hydrogéologiques (environnement alluvial ou alternance sablo-calcaire). La mise à disposition de la base de données SONGE de la Société du Grand Paris a permis d'accéder à 1050 mesures de la perméabilité au sein de formations incluant l'aquifère superficiel. Ces mesures sont principalement composées de mesures par essais Lefranc. En se basant sur l'exploitation de ce jeu de données, la spatialisation de la perméabilité n'a pas été envisagée du fait de la répartition hétérogène des points de mesure qui sont concentrés le long des ouvrages de la SGP. Néanmoins, les mesures de perméabilité de la BD SONGE sont classées selon la localisation du sondage et la profondeur d'échantillonnage de la mesure. Cette classification permet d'identifier la couche géologique dans laquelle l'échantillon a été prélevé en comparant les profondeurs d'échantillonnage aux descriptions géologiques associées aux mêmes sondages. La méthodologie employée pour la définition de la perméabilité est de déterminer la répartition statistique des mesures de perméabilité effectuées dans chaque couche géologique, et de caractériser sa variabilité. La valeur moyenne est indiquée pour chaque couche géologique sur l'ensemble du modèle (Tab.6.1.4). Les valeurs moyennes issues des études passées de l'hydrogéologie parisienne sont également reportées. L'ordre de grandeur des mesures issues de la BD SONGE est en accord avec les valeurs issues des études passées, à l'exception de la perméabilité des alluvions anciennes. La moyenne des mesures issues de la BD SONGE donne une perméabilité d'un à trois ordres de grandeur inférieure aux valeurs mentionnées dans Lamé (2013) et Filliat (1981). Dans le cas des mesures de la perméabilité des alluvions et de l'Yprésien, la taille des échantillons issus de la BD SONGE ne permet pas de donner une moyenne significative de la perméabilité. De plus, les alluvions de la Seine et

CHAPITRE 6. CONCEPTUALISATION ET CONSTRUCTION DU MODÈLE  
HYDROGÉOLOGIQUE DE PARIS ET DE LA PETITE COURONNE (PPC)

Perméabilité ( $m.s^{-1}$ )	Alluvions modernes	Alluvions anciennes	Bartonien	Marnes et Caillasses	Calcaire Grossier	Yprésien
Société du Grand Paris 2019 (moyenne)	5,5E-7	7,2E-6	2,8E-6	1,1E-5	6,6E-6	1,2E-6
Lamé 2013 (modèle de Paris)	3,1E-7	1,6E-4	9,5E-5	2,5E-5	8,7E-8	4.1E-05
Filliat 1981 (région parisienne)	1E-8 à 1E-4	1E-5 à 1E-3	1E-6 à 1E-4	1E-6 à 1E-3	1E-6 à 1E-3	1E-10 à 1E-4
Diffre 1969 (Paris et proche banlieue)	2E-8 à 6E-4	5E-6 à 1E-3	1E-7 à 1E-4	8E-6 à 5E-3	1E-6 à 1E-3	1E-8 à 5E-4

TABLE 6.1 – Valeurs de perméabilité prises en compte en point de départ de la calibration, et valeurs de référence des études antérieures

l'aquifère de l'Yprésien sont constitués de couches très contrastées du point de vue de la perméabilité. Les moyennes issues de la BD SONGE pour ces aquifères sont plus incertaines que les mesures de la perméabilité des aquifères du Bartonien et du Lutétien. Parmi les 1050 sondages disponibles, près de 450 mesures ont été attribuées aux couches géologiques du modèle. Les mesures correspondant à des couches non prises en compte dans le modèle hydrogéologique (c.-à-d. plateaux Oligocène, terre végétale, limon des plateaux), ou non renseignées quant à leur position verticale, sont exclues. Les histogrammes issus des mesures de perméabilités sont présentés sur la figure 6.7. La distribution statistique du log de la perméabilité présente un comportement gaussien dans le cas des formations du Bartonien et des Marnes et Caillasses. Au sein de ces formations, le plus grand nombre de mesures a été effectué. Dans le cas des autres couches géologiques, le nombre d'échantillons considérés ne permet pas de caractériser la distribution statistique.

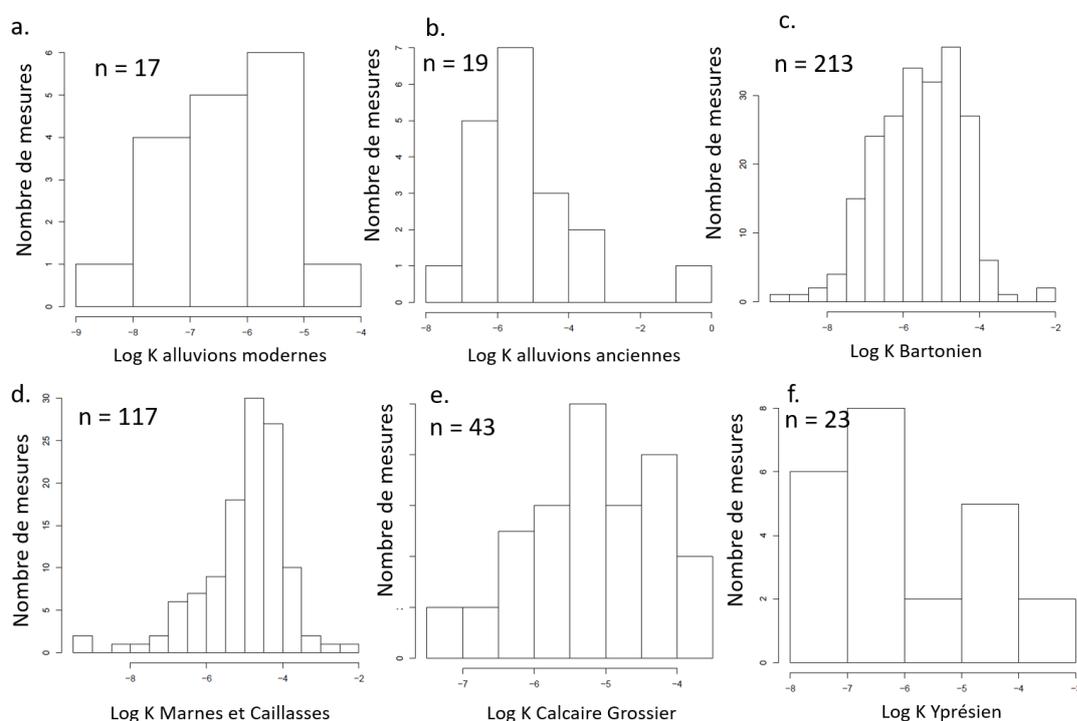


FIGURE 6.7 – Histogramme du logarithme décimal des mesures de K de la BD SONGE par couche géologique du modèle. (a.) histogramme des mesures des alluvions modernes (b.) histogramme des mesures des alluvions anciennes (c.) histogramme des mesures du Bartonien (d.) histogramme des mesures des Marnes et Caillasses (e.) histogramme des mesures du Calcaire Grossier (f.) histogramme des mesures de l’Yprésien

## 6.2 Définition des conditions aux limites du modèle

### 6.2.1 Correspondance géométrique entre le modèle Seine et le modèle PPC

Afin de garantir une cohérence entre les flux entrants et les flux sortants de l’hydrosystème, une approche de modèles emboîtés (Flipo et al., 2014; Labarthe, 2016) a été adaptée pour déterminer les conditions aux limites du modèle. Cette approche assure une cohérence entre les modèles de différentes extensions spatiales. Les conditions aux limites latérales et inférieures du modèle PPC (900 km<sup>2</sup>) ont

## CHAPITRE 6. CONCEPTUALISATION ET CONSTRUCTION DU MODÈLE HYDROGÉOLOGIQUE DE PARIS ET DE LA PETITE COURONNE (PPC)

été extraites du modèle du bassin versant de la Seine (65 000 km<sup>2</sup>) développé lors de la thèse de Labarthe (2016). Le compartiment souterrain modélisé est le système aquifère multicouche du bassin sédimentaire de Paris discrétisé selon sept couches aquifères allant des formations alluviales en surface jusqu'à la formation de la craie (Fig.6.8). La modélisation du bassin versant de la Seine est effectuée sur la période 1990-2017.

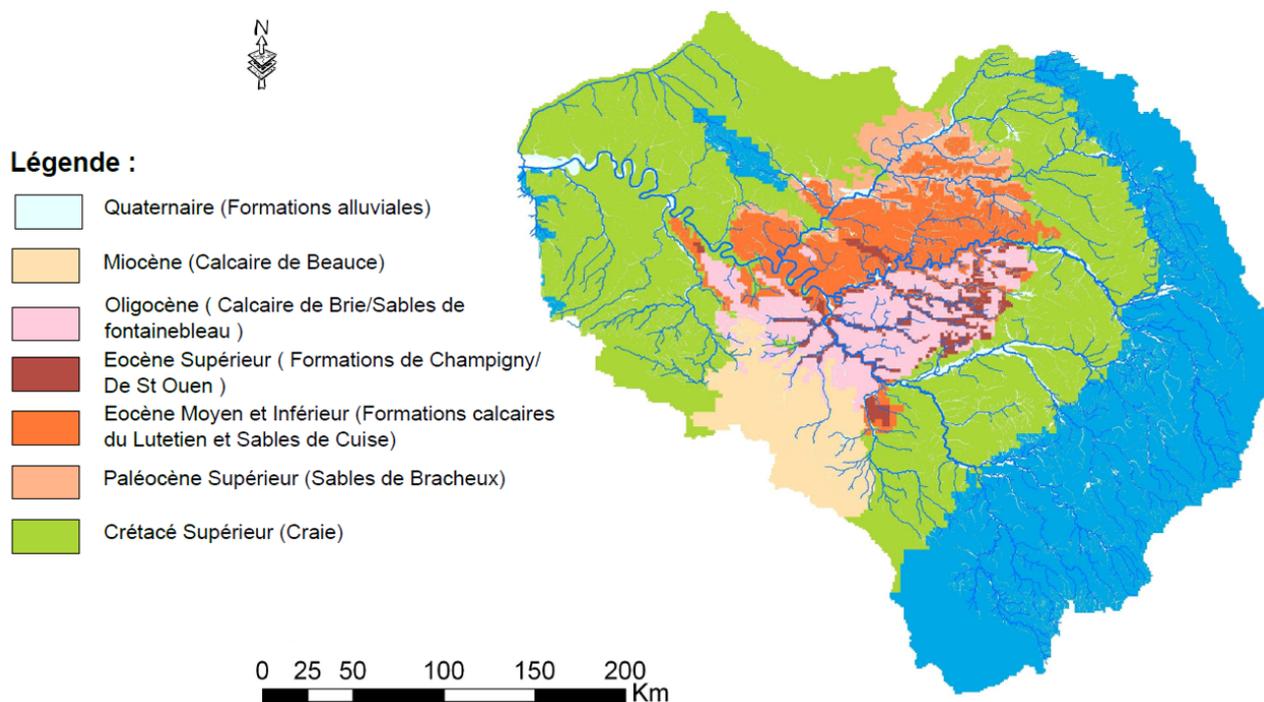


FIGURE 6.8 – Extension des couches représentées dans le modèle Seine (B. Labarthe 2016)

L'emboîtement du modèle PPC dans le modèle Seine est mis en place en considérant la continuité entre les maillages des deux modèles. La correspondance géologique est établie à partir de la définition des couches du modèle Seine (Fig.6.9). Ainsi, la couche des alluvions du modèle Seine correspond aux formations des alluvions modernes et des alluvions anciennes du modèle PPC. Les autres couches géologiques de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne (Bartonien, Marnes et Caillasses, Calcaire Grossier, Yprésien et Montien) correspondent à la couche du Lutétien du modèle Seine. Le Thanétien du modèle Seine (Sables de Bracheux) n'est pas représenté en agglomération parisienne.

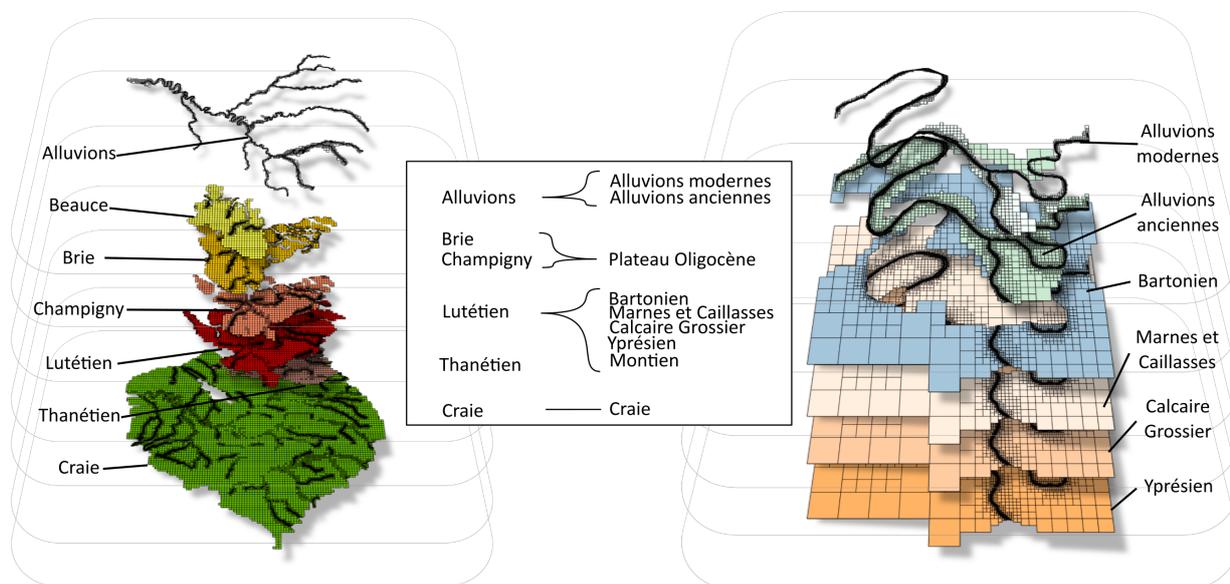


FIGURE 6.9 – Schéma représentatif de la correspondance entre les aquifères modélisés à l'échelle locale et à l'échelle régionale.

### 6.2.2 Définition des flux souterrains aux limites latérales et inférieures du modèle PPC

Les conditions aux limites du modèle hydrogéologique PPC sont les flux échangés aux limites nord, sud, est, Ouest et la recharge par le toit de l'aquifère superficiel. Chacun de ces flux est déduit de la modélisation de bassin versant en extrayant les flux des mailles du modèle régional de la Seine situées aux limites du modèle hydrogéologique PPC. Conformément à la figure 6.9, les aquifères considérés sont les alluvions et le Lutétien pour la couche de l'aquifère superficiel du modèle PPC. Dans le cas de la Craie, ce sont les flux de la couche Craie du modèle Seine qui sont considérés. Les flux moyens d'échanges latéraux entre le modèle Seine et le modèle PPC sont reportés sur la figure 6.10. Les flux latéraux appliqués aux limites du modèle hydrogéologique en régime permanent sont orientés est-nord-est ouest-sud-ouest, pour l'aquifère superficiel comme pour l'aquifère de la craie. En régime transitoire, les flux moyens du mois d'août sont retenus pour les périodes de basses eaux et les flux moyens du mois de février sont retenus pour les périodes de hautes eaux. Le flux varie de manière linéaire entre

la valeur de hautes eaux et la valeur de basses eaux durant les saisons intermédiaires.

### 6.2.3 Recharge par drainance

Les échanges avec les aquifères sus-jacents sont considérés comme les échanges par drainance entre la couche du Lutétien et la couche des Calcaires de Champigny. Ce flux de drainance moyen est rapporté à l'emprise du modèle PPC. Il représente une recharge de  $30 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ . La recharge est reportée de manière homogène sur les mailles couvertes par le plateau Oligocène (Fig.6.11) La valeur d'échange moyenne est utilisée pour conditionner les flux du régime permanent, tandis que les échanges moyens saisonniers sont utilisés en régime transitoire.

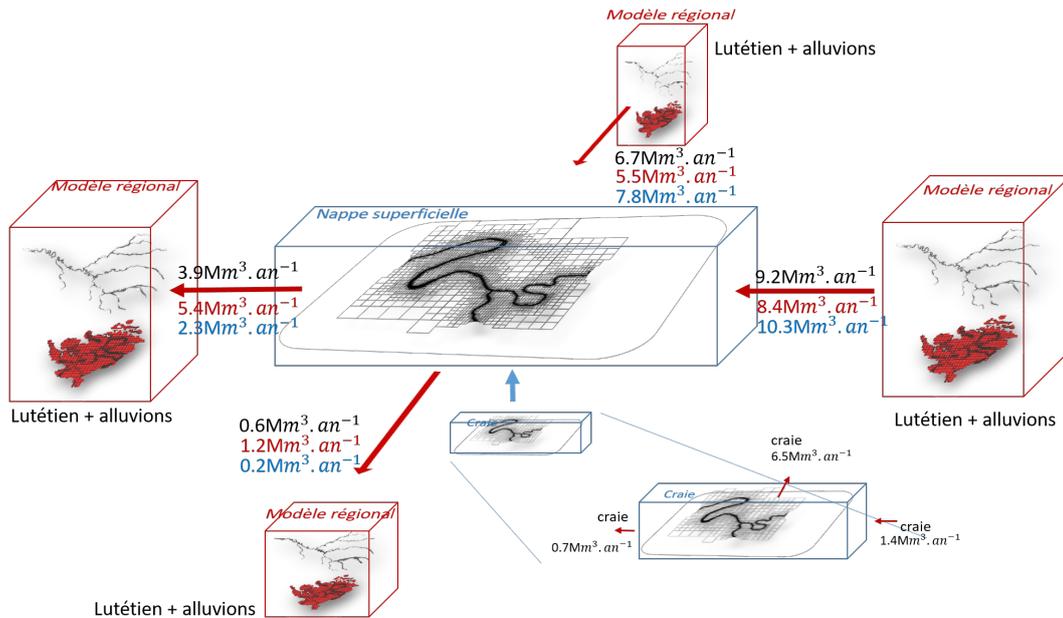


FIGURE 6.10 – Flux régionaux imposés aux limites nord, sud, Est et Ouest de l'aquifère superficiel et de la craie sous-jacente. Les valeurs de couleur noire correspondent aux flux moyens pris en compte pour le régime permanent, les valeurs apparaissant en rouge correspondent aux flux de période de basses eaux et les valeurs apparaissant en bleu correspondent aux flux de période de hautes eaux.

### 6.2.4 Condition aux limites en rivière

Le réseau hydrographique de l'agglomération parisienne est composé du réseau hydrographique actif (Seine-et-Marne), du réseau hydrographique canalisé (Vieille Mer, Bièvres) et de canaux et étangs artificiels. Seul le réseau hydrographique actif est considéré dans le modèle hydrogéologique, étant donné les incertitudes concernant les échanges entre les entités hydrographiques artificielles ou artificialisées et la nappe. Ainsi, la Seine et la Marne sont considérées en tant que conditions aux limites mixte (de type Robin, d'après Jazayeri and Werner 2019). La condition aux limites mixte correspond à une charge imposée conditionnée par un débit d'infiltration limite. Le débit d'infiltration dépend du gradient de charge entre la valeur imposée en rivière et la valeur calculée dans l'aquifère sous-jacent à chaque itération de calcul et du paramètre de conductance du lit du cours d'eau. Lorsque le débit d'infiltration calculé dépasse une valeur seuil, la condition mixte est un flux imposé correspondant à la valeur de ce débit seuil. Ce débit seuil correspond au débit maximal atteint par le système nappe rivière en état de déconnexion. Dans le modèle PPC, cette valeur est fixée à  $10^{-2}\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ . En se basant sur les hypothèses émises dans le chapitre 3 de la partie 2, le système nappe-rivière atteint l'état de déconnexion lorsque la différence entre l'altitude du lit du cours d'eau et le niveau piézométrique dépasse 0,75 m. En considérant une hauteur d'eau de la Seine à Paris Austerlitz en retenue normale de 5,35 m, et une perméabilité du lit de la rivière de l'ordre de  $1.10^{-4}\text{m}.\text{s}^{-1}$  (Diffre, 1969; Filliat, 1981), la valeur du débit seuil devrait être de l'ordre de  $8.10^{-4}\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ . Des simulations préliminaires tenant compte de cette valeur ont été effectués, celles-ci ne permettent pas de représenter l'état de déconnexion décrit dans la partie 2. En effet, le système nappe-rivière est déconnecté tout le long du réseau hydrographique. Il serait nécessaire d'utiliser un modèle à base physique déterministe basé sur les équations de Richards (Richards, 1931) pour estimer avec précision la valeur de ce débit seuil. Ceci n'a pas pu être fait durant cette thèse, la valeur employée a donc été imposée à  $10^{-2}\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ .

La valeur de charge imposée en régime permanent correspond à la cote de la Seine et de la Marne en retenue normale, c'est-à-dire régulée par l'action des barrages de navigation en amont et en aval de la zone d'étude. Dans le cas des simulations en régime transitoire, les charges imposées sont définies par la modélisation hydraulique des différents événements hydrologiques pris en compte. Les modèles hydrauliques employés pour définir les hydrogrammes en entrée sont le modèle Hydrariv développé par

Hydratech pour l'EPTB Seine Grands Lacs et le modèle Prose développé au centre de Géosciences.

### 6.2.5 Données de prélèvement

Les eaux souterraines en agglomération parisienne sont prélevées pour de multiples usages. Les prélèvements industriels pour l'alimentation des systèmes de climatisation et l'alimentation en eau potable sont des prélèvements permanents. Durant les périodes de hautes eaux, les eaux souterraines sont directement prélevées afin de maintenir hors d'eau les infrastructures souterraines non étanches (parkings, caves, réseaux d'infrastructures et gares souterraines). De manière indirecte, l'infiltration des eaux souterraines dans les tunnels et le réseau d'assainissement est également identifiée en tant que débit sortant. Enfin, des rabattements de nappe importants intermittents sont causés lors de certaines phases de chantier de travaux souterrains. La grande majorité des eaux souterraines pompées en agglomération urbaine est soit consommée, soit relâchée dans le réseau d'assainissement, soit rejetée dans le réseau hydrographique. Ces trois issues pour les eaux de pompage constituent pour le modèle hydrogéologique un débit sortant depuis les aquifères : le réseau d'assainissement unitaire (Paris intramuros) mène les eaux usées vers les stations d'assainissement du SIAAP tandis que l'effet des eaux remises au réseau hydrographique sur la hauteur d'eau en rivière est considéré comme négligeable. Les volumes pompés déclarés auprès de l'Agence de l'Eau Seine Normandie couvrent la totalité du modèle hydrogéologique, mais sont incomplets, car ils n'intègrent pas les eaux prélevées pour la régulation des niveaux d'eau de nappe. La ville de Paris procède également à un inventaire des eaux relâchées dans le réseau d'assainissement qui intègre notamment les eaux prélevées par les gestionnaires de parkings souterrains ainsi que par la RATP. Si l'on combine ces deux sources de données, les prélèvements annuels moyens des eaux souterraines en agglomération parisienne comptent un total de 20 Mm<sup>3</sup> sur la période 2006-2015 dont 12 Mm<sup>3</sup> sont prélevés à Paris intramuros et 8 Mm<sup>3</sup> sont prélevés en petite couronne. Ces chiffres sont en accord avec les chiffres proposés par Lamé (2013) pour Paris intramuros qui précise qu'ils sont probablement largement sous-estimés et se situeraient plutôt aux alentours de 30 Mm<sup>3</sup> par an sur sa zone d'étude englobant Paris intramuros, et les communes limitrophes. Dans le cas du modèle PPC, les pompages initialement pris en compte correspondent aux 20 Mm<sup>3</sup> identifiés dans les bases de données disponibles. Les pompages ont été reportés sur le maillage du modèle

## 6.2. DÉFINITION DES CONDITIONS AUX LIMITES DU MODÈLE

hydrogéologique et sont présentés en figure 6.11.

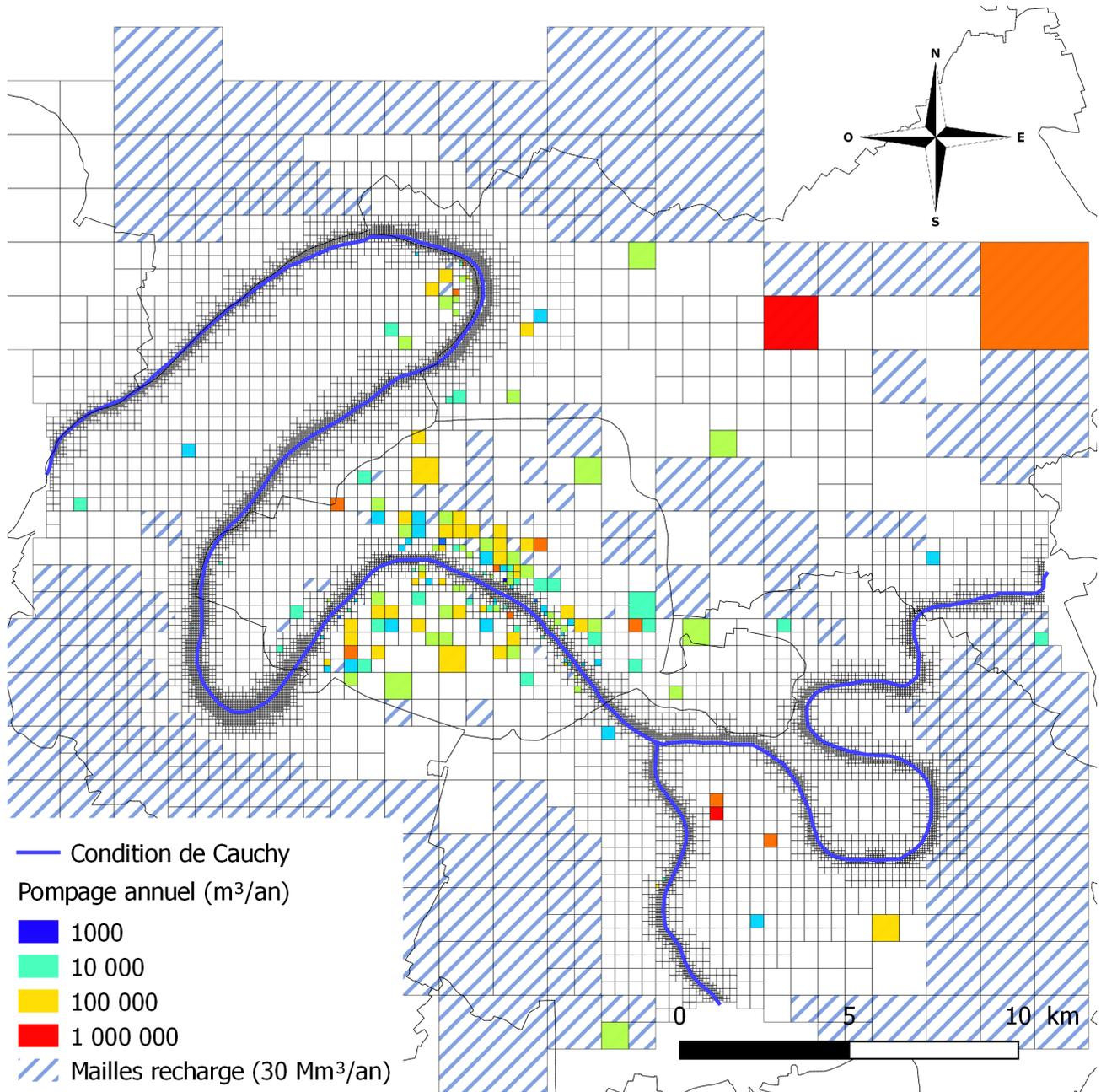


FIGURE 6.11 – Carte des zones de recharges, de prélèvement et de conditions aux limites en rivière et du modèle hydrogéologique.

### 6.3 Points clés

- La géométrie des couches géologiques considérées dans le modèle hydrogéologique résulte de l'application d'une méthodologie d'interpolation intégrant les données régionales issues du modèle géologique du Tertiaire du Bassin parisien (BRGM and DRIEE, 2014), des données locales du modèle hydrogéologique de Paris (Lamé, 2013) et des mesures issues de la BD SONGE (Société du Grand Paris, 2019).
- Au total, la somme des flux entrants et sortants de l'agglomération parisienne produit un excédent de  $41 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ . Cet excédent est théoriquement compensé par les échanges nappe-rivière et les prélèvements par pompage. Les flux moyens aux limites de la couche de craie sont orientés sud-est nord-ouest.
- Les données de pompages intégrées au modèle hydrogéologique sont issues de la base de données de la Ville de Paris des rejets dans le réseau d'assainissement, totalisant un débit annuel de près de  $20 \text{ Mm}^3$ .
- Les conditions aux limites en rivière en régime permanent sont issues des observations du niveau d'eau régulé hors période de crue par les barrages de navigation.
- En régime transitoire, les conditions aux limites en rivière proviennent des résultats de modélisation hydraulique du modèle Hydrariv (Setec Hydratec, 2002-2019).

## Chapitre 7

# Optimisation des paramètres du modèle hydrogéologique

La plateforme de modélisation CaWaQS, utilisée et développée pendant cette thèse, tient compte de trois paramètres pour la simulation des écoulements souterrains : la perméabilité, la porosité de drainage et la conductance. Les conditions aux limites (hauteurs d'eau en rivière, limites horizontales et verticales) sont imposées. Parmi ces conditions aux limites, seuls les débits de prélèvement sont réévalués lors de l'étape de calibration en raison de l'incertitude et de la sous-estimation de ces débits hors période de crue (Lamé, 2013), et durant les périodes de crues (retours d'expérience des crues de juin 2016 et de janvier 2018). En hydrogéologie, la perméabilité  $K$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ) influe sur la vitesse de percolation de l'eau dans le milieu poreux sous l'effet d'un gradient de charge hydraulique ou de la gravité. Ce paramètre varie en fonction inverse de la viscosité dynamique de l'eau ( $\text{Pa.s}^{-1}$ ), variant sensiblement en fonction de la température. L'hypothèse d'isothermie est posée dans le cas de la modélisation envisagée dans cette thèse, même si cela peut être contesté dans les milieux superficiels. La perméabilité dépend également de la porosité et de l'agencement du milieu poreux. La porosité et le coefficient d'emménagement sont deux propriétés distinctes du milieu poreux. Cependant, elles contrôlent en partie la dynamique des écoulements souterrains. Le coefficient d'emménagement est le volume d'eau que le milieu poreux peut incorporer ou libérer, par unité de surface, lors d'une modification de la charge hydraulique. Ce paramètre peut être assimilé à la porosité de drainage dans

le cas des nappes libres. Le paramètre de conductance selon Prickett and Lonquist (1971) contrôle les échanges nappe-rivière. Elle dépend de la perméabilité et de l'épaisseur du lit de la rivière, et de la longueur du tronçon de rivière considéré. Dans le cas de l'agglomération parisienne, trois principaux types d'hétérogénéité ont une influence sur les paramètres hydrodynamiques :

- Les hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale sont représentées par la présence d'anciens méandres de cours d'eau comblés par des sédiments argileux. Ce type d'hétérogénéités est fréquent au sein des alluvions modernes de la Seine.
- Les hétérogénéités anthropiques diffuses causées par la présence de remblais dont la nature et l'emprise influent sur le caractère hétérogène.
- Les hétérogénéités anthropiques localisées causées par la présence d'ouvrages souterrains. Ce type d'ouvrage impacte les écoulements souterrains de différentes manières selon leur nature. La plupart des structures récentes présentent des formations imperméables produisant un effet de barrage, tandis que les structures plus anciennes (sous-sols haussmanniens et tunnels de métro) drainent plus ou moins l'aquifère.

Les valeurs de perméabilité et de porosité de drainage initialement attribuées à chaque couche géologique sont indicatives en raison du nombre limité de données de terrain disponibles et de l'hétérogénéité du milieu. Par conséquent, une phase d'optimisation est indispensable. Cette phase consiste à optimiser ces paramètres en simulant des scénarios pour lesquels les principales entrées et sorties du système aquifère sont connues (crues de juin 2016, janvier 2018) pour en reproduire les réactions. Seuls les paramètres de l'aquifère superficiel sont calibrés. Les paramètres de la couche de la craie sont issus des paramètres du modèle Seine. Ce chapitre présente la stratégie employée dans le but d'optimiser les paramètres de perméabilité, de porosité de drainage, et de conductance du modèle PPC.

### 7.1 Stratégie générale de l'optimisation des paramètres

L'optimisation et la spatialisation des paramètres sont élaborées en trois étapes :

- une étape se basant sur la modélisation en régime permanent consistant à simuler le fonctionnement de basses eaux à partir des observations de la piézométrie d'octobre 2015 présentée dans le chapitre 4 de la partie 2 de cette thèse. Le système aquifère est supposé être à l'équilibre en pé-

riode de basses eaux, ne tenant pas compte du stockage/déstockage du milieu poreux, et n'étant donc pas impacté par la porosité de drainage. Cette étape est par conséquent circonscrite à la seule optimisation de la perméabilité.

- Une étape en régime transitoire avec un scénario de crue durant lequel l'évolution des conditions aux limites suscite une réaction du système aquifère. L'optimisation en régime transitoire met donc en jeu des processus à la fois liés à la perméabilité, à la porosité de drainage et à la conductance. Les perméabilités déduites de la première étape peuvent être ré-évaluées lors de cette étape.
- Une étape de validation, permettant de juger de la pertinence des jeux de paramètres et de leurs zonations grâce à l'utilisation d'un second scénario de crue.

Chaque étape emploie un contexte hydrologique différent (permanent et transitoires) afin de reproduire au mieux le comportement du système aquifère observé sous ces contextes. Il est donc nécessaire pour chaque étape de définir la recharge, les prélèvements et les conditions aux limites initiales. Les mesures de terrain employées pour l'analyse du fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne (partie 2, chapitre 4) sont utilisées pour la comparaison entre la réponse simulée par le modèle PPC et le comportement réel du système aquifère. Parmi les programmes d'optimisation existants, PEST (Parameter ESTimator) demeure aujourd'hui le plus utilisé pour la modélisation hydrogéologique.

## 7.2 Programme de calibration PEST - Méthode GLMA

Les méthodes d'inversion se divisent selon deux approches d'inversion de paramètres : (1) les méthodes globales parcourent l'ensemble des possibilités de jeux de paramètres pour un problème donné afin d'en déduire le jeu de paramètre optimal. Ces méthodes permettent d'identifier le jeu de paramètres optimal de ce problème indépendamment d'une connaissance *a priori* des paramètres. Compte tenu du nombre important de simulations que nécessite l'application de ces méthodes (dépendant du nombre de paramètres à optimiser, et de la sensibilité des résultats aux variations des paramètres), la mise en place de telles méthodes nécessite de mobiliser d'importantes ressources informatiques. (2) les méthodes locales utilisent un jeu de paramètre initial afin d'en déduire le jeu de paramètre optimisé, supposant que le jeu de paramètre initial est assez proche du jeu de paramètre optimisé. PEST est

un programme de calibration employant cette deuxième approche, il est couramment utilisé pour la calibration des modèles hydrogéologiques. La description des concepts de la calibration est basée sur la documentation technique du programme PEST (Doherty and Hunt, 2010) et les synthèses produites sur le fonctionnement de PEST dans les thèses de Schneider (2008) et Cousquer (2017).

### 7.2.1 Linéarisation du problème d'inversion

D'une manière générale, l'estimation des paramètres d'un modèle à partir d'observations du processus modélisé peut être formalisée par la relation :

$$Xb = c \quad (7.1)$$

où  $X$  est une matrice représentant le modèle hydrogéologique composée de  $m$  lignes, correspondant au nombre d'observations et  $n$  colonnes correspondant au nombre de paramètres,  $b$  est un vecteur de  $n$  valeurs représentant les paramètres du modèle, et  $c$  est un vecteur de  $m$  valeurs représentant les observations. En hydrogéologie, le nombre de paramètres et leur corrélation, ainsi que le nombre d'observations placent généralement les problèmes d'inversion des paramètres dans le cas d'une résolution du système non linéaire. Dans ce cas, il n'est pas possible de résoudre le problème donné par l'équation 7.1 en calculant les paramètres de la façon suivante :

$$b = (X^T X)^{-1} X^T c \quad (7.2)$$

où  $T$  indique la transposition de la matrice  $X$ . La linéarisation du problème vise à établir une fonction reliant les  $n$  paramètres aux  $m$  observations.

$$c = c_0 + M(b_0) \quad (7.3)$$

où  $c$  correspond aux observations et  $c_0$  correspond aux résultats simulés par le jeu de paramètre  $b_0$ . Cette étape est possible en appliquant l'approximation de Taylor de façon à ce que

$$M(b_0) \approx J(b - b_0) \quad (7.4)$$

si  $b$  et  $b_0$  sont suffisamment proches,  $J$  est la matrice jacobienne de  $M$  de  $n$  colonnes et  $m$  lignes. La matrice  $J$  est remplie par les valeurs de dérivées des résultats selon le paramètre considéré. À partir de cette relation, l'équation 7.1 peut s'exprimer sous la forme :

$$c - c_0 = J(b - b_0) \quad (7.5)$$

Enfin, ce système peut être résolu tel que :

$$b - b_0 = (J^T J)^{-1} J^T (c - c_0) \quad (7.6)$$

où  $b - b_0$  correspond au vecteur de modification des paramètres  $u$ , et  $c - c_0$  correspond au vecteur des résidus produits par la modification des paramètres.

### 7.2.2 Fonctionnement de la méthode GLMA

PEST (Parameter ESTimator, Doherty and Hunt 2010) est un programme d'optimisation de paramètres développé au sein de l'USGS (United States Geological Survey) employant l'implémentation de l'algorithme d'optimisation non linéaire Gauss-Levenberg-Marquardt (GLMA, Marquardt 1963). Ce programme permet d'optimiser les paramètres d'un modèle en se basant sur la comparaison entre le résultat modèle, et les observations. La somme des écarts au carré entre les résultats et les observations correspond à la fonction objectif employée par le programme PEST. La fonction objectif ( $\Phi$ ) s'exprime de la manière suivante :

$$\Phi = \sum_{i=1}^m (w_i, r_i)^2 \quad (7.7)$$

où  $r_i$  correspond aux résidus, et  $w_i$  correspond au coefficient de pondération que l'on veut associer aux observations, suivant leur importance pour le problème posé.

PEST minimise la valeur de la fonction objectif en parcourant l'espace des paramètres à chaque itération de calibration (Fig.7.1). La méthode du gradient consiste à déterminer l'orientation dans l'espace des paramètres vers laquelle le gradient de la fonction objectif est le plus fort. Le gradient  $g$ , calculé à chaque itération de calibration  $i$  est défini tel que :

$$g_i = \frac{\partial \Phi}{\partial b_i} \quad (7.8)$$

L'introduction du paramètre de Marquardt (1963) et des coefficients de pondération des observations dans l'équation 7.6 permet d'exprimer le vecteur  $u$  de modification des paramètres de cette façon :

$$u = (J^T Q J + \alpha I)^{-1} J^T Q (c - c_0) \quad (7.9)$$

où  $\alpha$  correspond au paramètre de Marquardt et  $I$  correspond à la matrice identité  $n \times n$ . En combinant les équations 7.7 et 7.6,  $g$  peut également s'exprimer sous la forme suivante :

$$g = -2J^T Q r \quad (7.10)$$

La méthode GLMA emploie les équations 7.9 et 7.10 afin de déterminer la valeur optimale de la fonction objectif. Lorsque le paramètre de Marquardt est élevé, l'équation 7.9 est employée pour déterminer les paramètres à chaque itération de calibration. Lorsque la valeur du paramètre de Marquardt diminue, les paramètres sont estimés par la résolution de l'équation 7.9. L'évolution du paramètre de Marquardt lors des itérations de calibration est établie en tant que paramètre d'entrée du processus de calibration PEST.

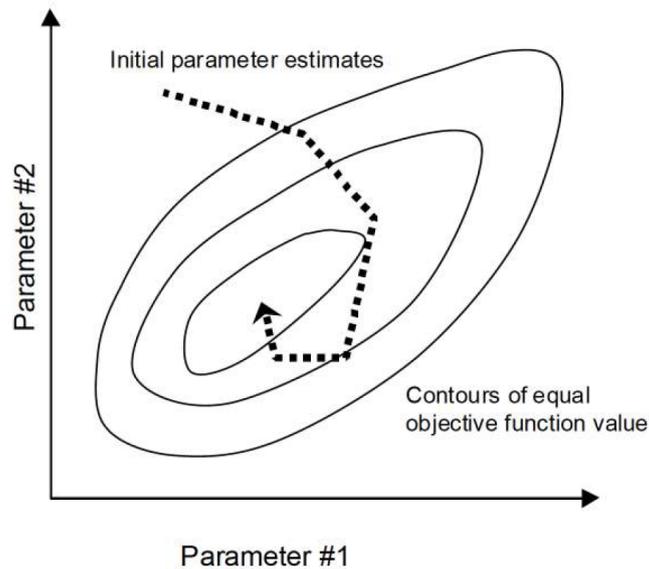


FIGURE 7.1 – Représentation dans l’espace des paramètres calculés lors des itérations de PEST et des contours de la fonction objectif correspondante (Doherty et al., 1994)

### 7.2.3 Intégration des connaissances sur la perméabilité par régularisation de Tikhonov

La régularisation d’un problème inverse permet d’intégrer des informations *a priori* sur les paramètres à estimer afin de stabiliser le résultat de la calibration autour de ces informations *a priori*. Lors du processus de calibration, la régularisation de Tikhonov (Tikhonov, 1963) est appliquée par la comparaison entre le paramètre estimé et l’information *a priori* sur ce paramètre. L’écart entre le paramètre estimé et la valeur *a priori* du paramètre fait l’objet de l’ajustement d’une fonction objectif supplémentaire. L’équation 7.11 exprime la fonction objectif alors employée lors de l’application de la régularisation de Tikhonov.

$$\Phi_{total} = \Phi_{régularisation} + \gamma\Phi_{observations} \quad (7.11)$$

où  $\gamma$  correspond au coefficient de pondération Lagrangien, calculé à chaque itération de calibration.

### 7.2.4 Utilisation de la version parallélisée de PEST

Chaque itération de calibration PEST se déroule en deux phases : premièrement, PEST calcule la matrice jacobienne du système en exécutant deux fois le nombre de paramètres de simulations, deuxièmement, PEST lance dix simulations permettant de tester différentes variations des paramètres afin de réduire la fonction objectif. Afin d'éviter que le temps de calcul soit excessivement long, le programme Beopest (Hunt et al., 2010) de la suite de logiciels PEST est employé sur un serveur de calcul présentant un total de 24 processeurs parmi lesquels 18 ont été mobilisés. Ce programme est une version parallélisée de PEST permettant l'exécution simultanée des simulations par itération PEST.

### 7.3 Étape d'optimisation en régime permanent

Cette section décrit la première étape d'optimisation de la perméabilité des six couches géologiques constituant de l'aquifère superficiel du modèle PPC. Les données de référence, la définition des conditions aux limites, et la spatialisation des paramètres de perméabilité y sont décrites. La figure 7.2 récapitule la localisation et la valeur des observations, les conditions aux limites en rivière du régime permanent, et la zonation des perméabilités considérées lors de l'optimisation.

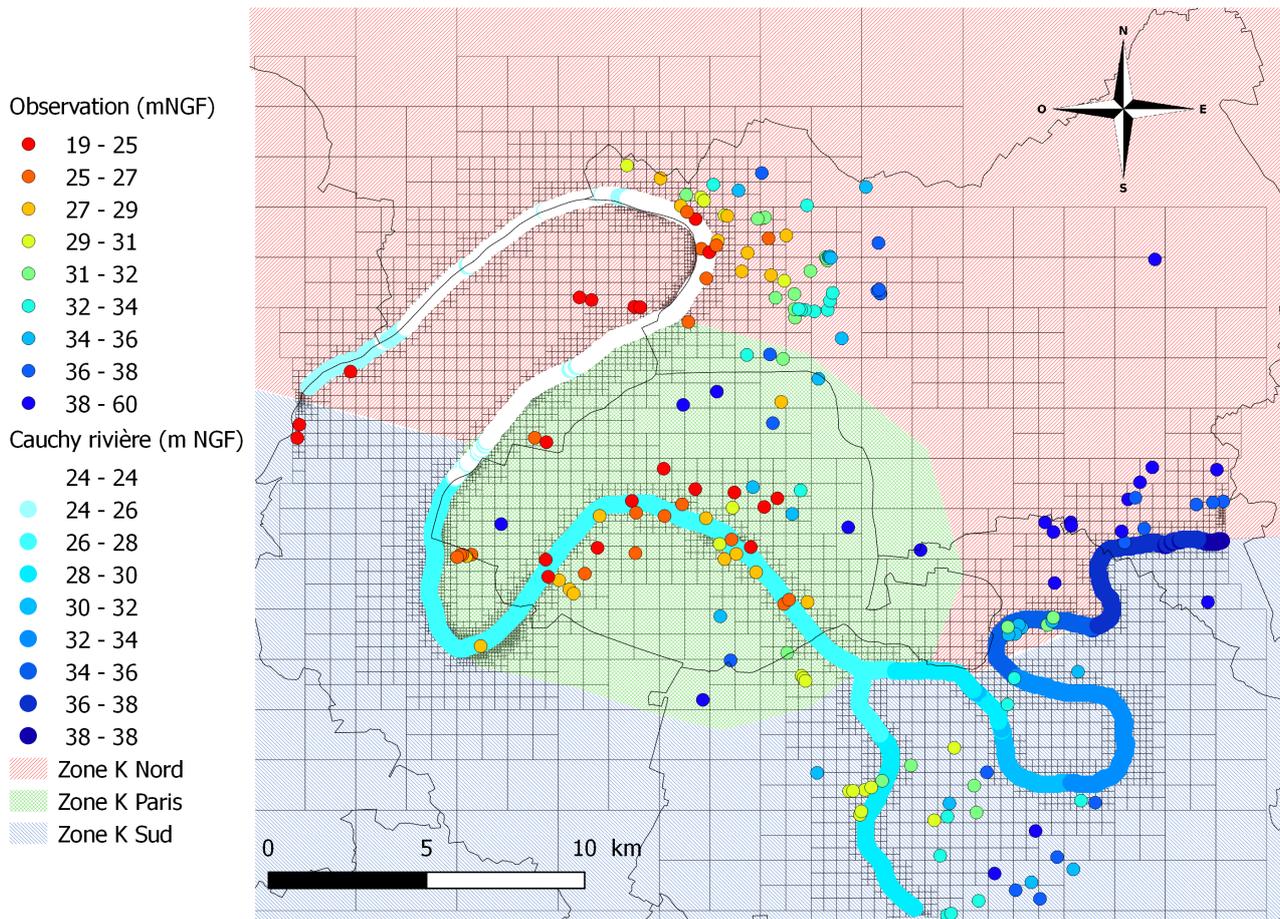


FIGURE 7.2 – Carte représentant les observations, les conditions imposées en rivières et la spatialisation de la perméabilité prise en compte lors de la calibration de la perméabilité

### 7.3.1 Données de référence pour l'optimisation

Le fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne alterne entre deux modes de fonctionnement. Hors période de crue, le fonctionnement hydrogéologique est un état régulé défini par des niveaux d'eau en rivière et de nappe stable. Le maintien de ces niveaux est effectué par l'action de pompages et de barrages de navigation. Durant les périodes de crue, les niveaux d'eau en rivières ne sont plus régulés par les barrages de navigation et les niveaux de nappe sont régulés par l'augmentation des débits pompés. Le fonctionnement hors période de crue est observé durant les périodes d'étiage et les périodes intermédiaires, il est supposé que les flux appliqués à la zone d'étude varient peu durant

ces périodes. L'optimisation PEST des paramètres de perméabilité est lancée sur la modélisation en régime permanent du modèle hydrogéologique à partir des observations issues de la campagne de relevés synchrones d'octobre 2015. La campagne de relevés synchrones d'octobre 2015 est supposée décrire ce mode de fonctionnement, ayant été effectuée en période de basses eaux.

La campagne de relevés synchrones de basses eaux réalisée en octobre 2015 a permis de réunir 314 mesures du niveau piézométrique couvrant une grande partie du modèle hydrogéologique (Fig.7.2). Ce jeu de données est donc employé pour être comparé aux résultats des simulations en régime permanent. Enfin, afin de favoriser la reproduction des niveaux de nappe au voisinage du cours d'eau, un poids inférieur a été donné aux observations éloignées du cours d'eau. Ce poids suit une loi parabolique donnant un poids de 0,75 à 5 km du cours d'eau, et de 0,25 à 10 km.

### 7.3.2 Définition de la zonation et des valeurs initiales de perméabilité

Les valeurs de perméabilité initialement prises en compte dans le modèle hydrogéologique ne sont pas spatialisées, et une valeur constante est attribuée à chaque couche géologique composant l'aquifère superficiel. Cette approche simpliste intègre les valeurs de perméabilité de six couches géologiques de l'aquifère modélisé (alluvions modernes, alluvions anciennes, Bartonien, Marne et Caillasses, Lutétien et Yprésien).

Afin de spatialiser ces valeurs de perméabilité, trois zones sont différenciées. Une valeur de perméabilité propre est attribuée à chacune de ces couches pour chaque zone. Les zones hydrogéologiques sont déterminées en fonction du contexte géologique et anthropique.

À l'exception des alluvions, la répartition des couches géologiques concernées par la nappe superficielle varie en fonction de l'axe est-ouest formé par le pli anticlinal de Meudon, qui traverse la zone au sud de Paris. Ce pli est prolongé au nord et au sud de l'agglomération par l'approfondissement de la craie sous les formations contenant l'aquifère superficiel.

Ceci peut justifier la zonation dans le cas de Paris intramuros, où l'abaissement de la piézométrie par pompage et l'occupation du sous-sol génèrent un contexte hydrogéologique propre. La répartition des zones utilisées pour la détermination des perméabilités est donnée ainsi (Fig.7.2) :

- La zone nord du modèle hydrogéologique occupe le département de Seine-St-Denis, et une partie

des Hauts-de-Seine. La couche du Bartonien sous les alluvions de la Seine est plus compétente dans cette zone que dans le reste du domaine. Dans ce contexte, la nappe superficielle concerne principalement les alluvions de la Seine et la nappe du Bartonien aux extrémités de la plaine alluviale.

- La zone correspondant à Paris intramuros est différenciée du reste du modèle hydrogéologique, étant attendu que les paramètres de perméabilité de cette zone sont fortement affectés par la présence de structures souterraines et de larges zones remblayées. Les couches géologiques concernées par la nappe superficielle de cette zone correspondent aux formations du Lutétien et de l'Yprésien, du fait du dénoiement des alluvions de la Seine.
- La zone sud du modèle hydrogéologique occupe la plaine alluviale de la Seine et de la Marne à l'amont de Paris, et est délimitée par les limites de Paris intramuros et l'axe de l'anticlinal de Meudon. La nappe superficielle de cette zone concerne principalement la couche des alluvions de la Seine et de la Marne.

La perméabilité de la couche du Montien n'est pas intégrée dans le processus de calibration. Cette couche est située à la base de l'aquifère superficiel sur la totalité de l'emprise du modèle. La perméabilité de la couche du Montien peut être assimilée à la perméabilité de la Craie (Filliat, 1981). La transmissivité de la Craie a été spatialisée au cours de la thèse de Labarthe (2016) lors de la calibration du modèle hydrogéologique. Les valeurs de transmissivité issues des résultats de cette calibration, rapportés à l'épaisseur de la couche du Montien, sont directement intégrées en tant que données d'entrée du modèle.

Six valeurs de perméabilité ( $K_{alluvions\ modernes}$ ,  $K_{alluvions\ anciennes}$ ,  $K_{Bartonien}$ ,  $K_{Marnes\ et\ Caillasses}$ ,  $K_{Calcaire\ Grossier}$  et  $K_{Yprésien}$ ) sont calibrées pour chacune des trois zones (nord, sud et Paris) ce qui donne un total de 18 paramètres calibrés. Lors de la calibration du modèle PPC, la moyenne des valeurs (logarithmes) de perméabilité de la BD songe présentées au cours du chapitre précédent a été considérée en tant que valeur de perméabilité initiale, ainsi qu'en tant qu'information *a priori* de régularisation. Le tableau 6.1.4 présenté dans le chapitre précédent récapitule chacune des valeurs employées pour les couches géologiques de l'aquifère superficiel. En l'absence d'information *a priori* sur la perméabilité du lit de la rivière, le paramètre de conductance en rivière est initialement déduit

des valeurs de perméabilité de l'aquifère.

### 7.3.3 Conditions aux limites du régime permanent

Les conditions aux limites correspondent aux flux imposés aux frontières latérales (nord,sud,est,ouest) et verticales (recharge et drainance) du modèle PPC, aux prélèvements par pompage et au niveau d'eau en rivière. Dans le cas de la modélisation en régime permanent, la hauteur d'eau en rivière est maintenue par les barrages de navigation. Le niveau d'eau en rivière en période de retenue normale a donc été déduit de l'observation du niveau d'eau à l'amont et à l'aval des barrages de navigation, en procédant par une interpolation linéaire de ces observations. Les niveaux obtenus et pris en compte dans le modèle sont présentés sur la figure 7.2. En plus des conditions aux limites imposées en rivière, la simulation en régime permanent tient compte des flux régionaux moyens (Est, Ouest, Nord, Sud et recharge). Enfin, les prélèvements pris en compte correspondent aux débits de pompage annuels déclarés à l'AESN et à la ville de Paris (20 Mm<sup>3</sup>). La répartition et le débit des flux imposés aux limites (frontières et prélèvements) sont décrits sur la figure 6.11 du chapitre précédent.

## 7.4 Étape d'optimisation en régime transitoire

L'optimisation des paramètres en régime transitoire se décompose en trois étapes :

- En l'absence d'information *a priori* sur la porosité de drainage, une première étape de calibration exploratoire est effectuée en s'appuyant sur les valeurs de perméabilité estimées à partir de la calibration en régime permanent.
- Le paramètre de conductance pris en compte en régime transitoire est également re considéré, afin d'optimiser les conditions d'alimentation de la nappe par la rivière. À cette occasion, les débits de pompage intermittents de temps de crue sont également évalués.
- L'optimisation finale de la porosité de drainage, en reprenant les paramètres évalués lors des précédentes étapes.

### 7.4.1 Données de référence

La calibration de la porosité de drainage requiert l'utilisation de chroniques de la piézométrie observée et d'une simulation en régime transitoire qui s'y apparente. Dans le cas du modèle PPC, la simulation en régime transitoire correspond à un contexte de crue de la Seine et de la Marne. En dehors de ce contexte, les variations piézométriques observées au centre de Paris sont trop faibles pour en ressortir un état transitoire de nappe. Hors période de simulation de crue, le système est conditionné par les flux moyens calculés par la modélisation régionale, variant de manière linéaire entre les valeurs correspondant aux périodes de hautes eaux (février) et de basses eaux (août).

Les niveaux piézométriques mesurés par l'Inspection Générale des Carrières (Mairie de Paris) lors de l'évènement de la crue de mai-juin 2016 au centre de Paris ont permis d'identifier une légère hausse des niveaux piézométriques. De plus, cet évènement a été suivi par le déploiement de sondes piézométriques ayant permis de suivre les niveaux de nappe à un pas de temps biquotidien au centre de Paris. Les observations de 63 piézomètres sont choisies pour être comparées aux résultats de simulation en régime transitoire. Seule la piézométrie de la zone centrale de Paris a pu être suivie à un pas de temps suffisamment court pour étudier la dynamique de propagation de la crue dans la plaine alluviale. En l'absence de données couvrant l'intégralité de la zone d'étude, il n'est pas pertinent de spatialiser les paramètres en zones hydrogéologiques comme cela a été fait en trois zones pour la calibration de la perméabilité. L'approche simpliste consistant à définir une valeur homogène de paramètre par couche a donc été privilégiée dans le cas de la porosité de drainage.

### 7.4.2 Conditions aux limites hydrauliques

La crue de mai-juin 2016 a fait l'objet de simulations hydrauliques issues du modèle Hydrariv (Setec Hydratec, 2002-2019) exploité par l'EPTB Seine Grands Lacs. Sur la figure 7.3 sont montrées les hauteurs d'eau simulées et observées lors de la crue de mai-juin 2016 à la station Austerlitz. Cette simulation permet de reproduire la hauteur d'eau en rivière de manière continue le long du réseau hydrographique, contrairement aux observations n'apportant cette information qu'au niveau des stations de mesure. C'est à partir de ces simulations qu'ont pu être mises en places les conditions aux limites du modèle hydrogéologique en régime transitoire.

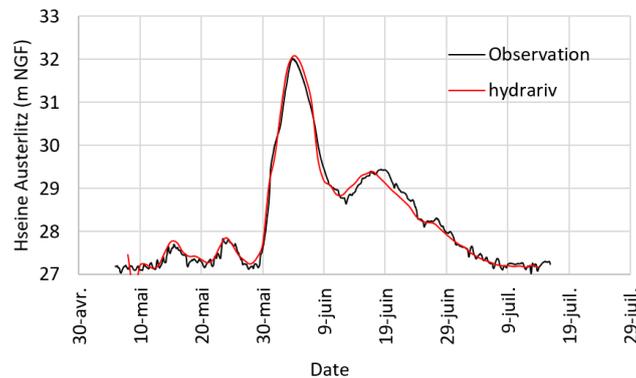


FIGURE 7.3 – Hydrogramme de crue de mai-juin 2016 observé et simulé par Hydrariv à la station Paris Austerlitz

### 7.4.3 Valeur initiale des paramètres

La porosité de drainage du sous-sol dépend de la porosité totale du sol, ainsi que du degré de connexion inter-pores. Ce paramètre n'est pas mesuré de manière suffisamment systématique et précise lors des études géotechniques, c'est pourquoi établir une valeur de ce paramètre à partir de jeux de données demeure incertain pour la modélisation hydrogéologique à grande échelle.

En l'absence d'information *a priori* concernant la porosité de drainage des terrains du modèle, la calibration de ce paramètre est effectuée en deux étapes : une première étape de calibration exploratoire permet d'ébaucher une première valeur pour chaque couche géologique. Les résultats obtenus sont ensuite injectés en entrée de l'étape de calibration finale. La valeur employée en tant que point de départ de la calibration exploratoire est de 0,1 pour chaque couche géologique. Cette valeur est choisie pour correspondre à l'ordre de grandeur d'une porosité efficace.

## 7.5 Étape de validation

### 7.5.1 Données de référence

À la suite de la mise en place d'un réseau de suivi automatisé du niveau piézométrique depuis automne 2017 par l'Inspection Générale des Carrières (Mairie de Paris), la crue de janvier 2018 a pu

faire l'objet d'un suivi du niveau piézométrique. Les données recueillies lors de cet évènement sont utilisées pour la validation de la calibration présentée dans les sections précédentes.

### 7.5.2 Conditions aux limites hydrauliques

La crue de janvier 2018 a fait l'objet de simulations hydrauliques issues du modèle Prose (Even, 1995; Wang, 2019) développé au centre de Géosciences. Sur la figure 7.4 sont montrées les hauteurs d'eau simulées et observées lors de la crue de janvier 2018 à la station Austerlitz. Cette simulation permet de reproduire la hauteur d'eau en rivière le long du réseau hydrographique. C'est à partir de ces simulations qu'ont pu être mises en places les conditions aux limites du modèle hydrogéologique pour l'étape de validation.

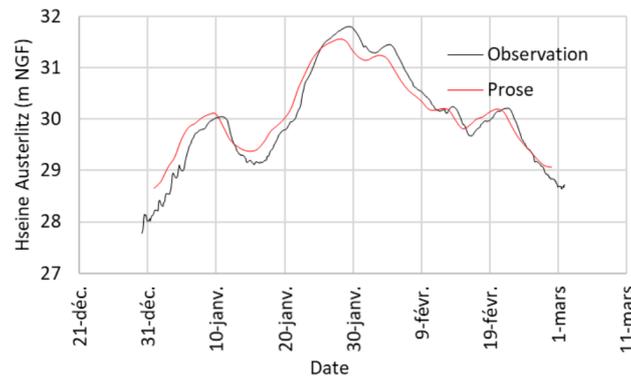


FIGURE 7.4 – Hydrogramme de crue de janvier 2018 observé et simulé par Prose à la station Paris Austerlitz

## 7.6 Résultats et interprétations

### 7.6.1 Résultats de l'optimisation de la perméabilité en régime permanent

La calibration de la perméabilité en régime permanent a permis de réduire la fonction objectif (somme des écarts au carré) d'une valeur initiale de près 66 000  $m^2$  à une valeur finale de 1500  $m^2$ . Les statistiques concernant la calibration, ainsi que la répartition des biais obtenus lors de la calibration sont présentées sur la figure 7.5. La figure 7.5.c. permet de visualiser l'amélioration apportée par la

	Yprésien	Calcaire Grossier	Marnes et Caillasses	Bartonien	Alluvions anciennes	Alluvions modernes
Valeur initiale ( $m.s^{-1}$ )	1,2E-6	6,6E-6	1,1E-5	2,8E-6	7,2E-6	5,5E-7
Perméabilité zone Paris ( $m.s^{-1}$ )	<u>3,6E-04</u>	1,0E-07	<b><u>3,0E-08</u></b>	2,6E-07	<u>1,6E-04</u>	<u>4,8E-05</u>
Perméabilité zone nord ( $m.s^{-1}$ )	2,1E-06	<u>1,0E-04</u>	7,1E-06	<u>7,0E-04</u>	1,0E-06	4,2E-07
Perméabilité zone sud ( $m.s^{-1}$ )	<u>1,0E-08</u>	1,0E-07	<b><u>1,0E-09</u></b>	<b><u>1,0E-09</u></b>	<b><u>1,4E-03</u></b>	5,4E-08

TABLE 7.1 – Perméabilités obtenues par la calibration, les valeurs s'éloignant de plus d'un ordre de grandeur de la valeur initiale sont soulignées, et celles s'éloignant de plus de trois ordres de grandeur sont mises en gras.

calibration des paramètres de perméabilité. La surestimation systématique des niveaux piézométriques simulés avant calibration est résolue. Les résultats obtenus sont jugés satisfaisants en matière de corrélation entre les données observées et simulées, et de biais moyen absolu. Cependant, certains piézomètres présentent un biais absolu ( $H_{simulé} - H_{observé}$ ) supérieur à 5 m ou inférieur à -5 m. Cette étape de calibration exploratoire donne les ordres de grandeur des perméabilités des couches du modèle et a pour vocation à être améliorée par la spatialisation de la perméabilité. Les valeurs de perméabilité associées à chaque couche pour les trois zones considérées sont récapitulées dans le tableau 7.6.1. Près de la moitié des valeurs de perméabilité obtenues pour chacune des couches présente une perméabilité proche de la valeur initiale renseignée. Dans le cas de ces valeurs, la perméabilité renseignée obtient la valeur initiale obtenue à partir de la BD SONGE. L'autre moitié des valeurs obtenues présente des écarts de deux à quatre ordres de grandeur avec les données initiales. La perméabilité des alluvions modernes et anciennes a été augmentée de deux à trois ordres de grandeur par la calibration pour les zones de Paris et du sud du modèle. Dans le cas de la couche de l'Yprésien, la valeur est augmentée

pour la zone de Paris, et diminuée pour la zone sud. La variabilité de la perméabilité de ces formations entre les différentes zones témoigne du caractère hétérogène de ces couches. Les valeurs obtenues pour ces formations sont situées dans les intervalles de valeur donnés par Filliat (1981) qui reflètent l'hétérogénéité de ces terrains. Dans le cas de l'Yprésien, cette variabilité peut s'expliquer par la présence de formations argileuses discontinues (Fausses Glaises, Argiles Plastiques et Argiles de Laon) au sein de cette couche. Dans le cas des alluvions, la perméabilité est fortement affectée par la présence des structures souterraines, et de zones remblayées. Dans les zones de Paris et du sud du modèle, les valeurs de perméabilité des Marnes et Caillasses et du Bartonien sont largement diminuées par la calibration. Les valeurs obtenues atteignent des ordres de grandeur caractéristiques de formations aquitards. Les valeurs de perméabilité très faibles obtenues pourraient s'expliquer par la présence de la formation des Sables de Beauchamp à l'interface entre les Marnes et Caillasses l'aquifère du Bartonien. La perméabilité très faible intègrerait alors la perméabilité des sables de Beauchamp.

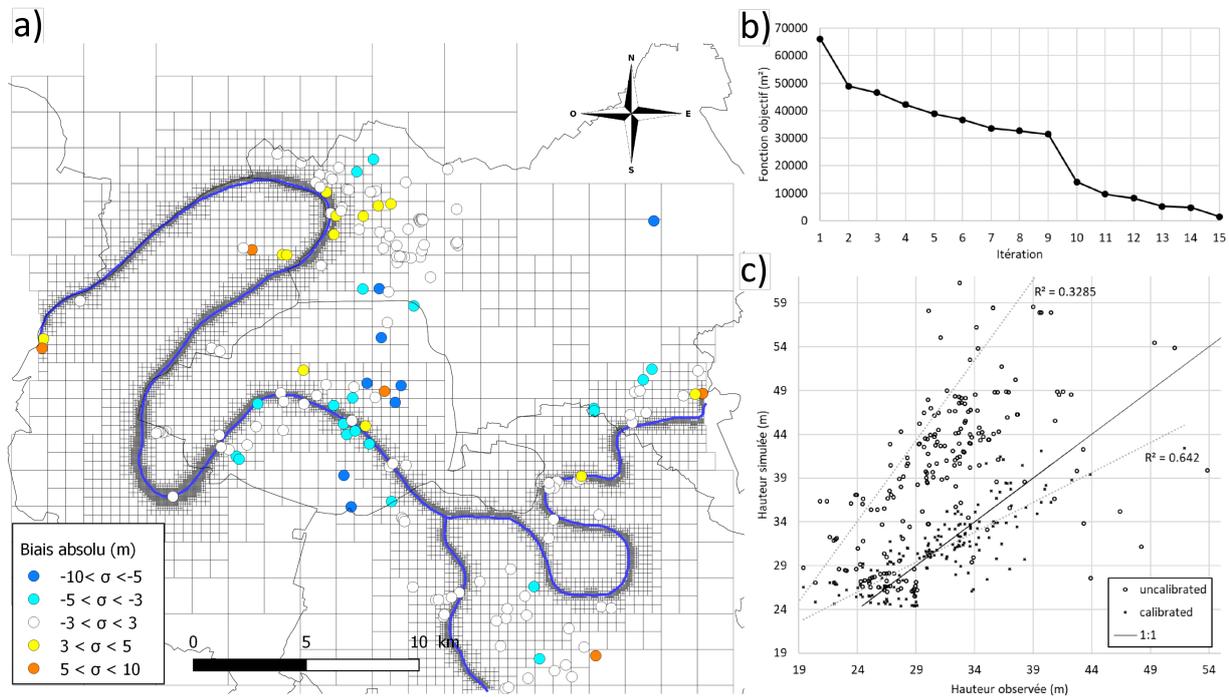


FIGURE 7.5 – Récapitulatif des résultats de calibration de la perméabilité en régime permanent. a) Carte des biais absolus, et statistiques générales associées, b) Évolution de la fonction objectif en fonction des itérations de calibration, c) graphique des hauteurs d’eau simulées en fonction des hauteurs d’eau observée avant calibration et après calibration.

### 7.6.2 Piézométrie simulée en régime permanent

La piézométrie simulée en régime permanent est présentée en figure 7.6. Ce résultat peut être comparé à la carte piézométrique de basses eaux présentée dans la partie 2 de cette thèse. La dynamique globale et les hauteurs d’eau au sein de la plaine alluviale sont en accord entre ces deux cartes. Les différences de charges entre la carte piézométrique et la modélisation en régime permanent sont dues à une conceptualisation différente du milieu hydrogéologique :

- Au voisinage du cours d’eau, la modélisation considère un état de connexion nappe-rivière connecté, et les sections identifiées comme déconnectées en période de basses eaux n’apparaissent pas sur les résultats du modèle.

- La modélisation n'intègre pas les aquifères perchés des zones de plateaux tandis que la carte piézométrique présente par extension un niveau piézométrique principalement contrôlé par la topographie dans ces zones.

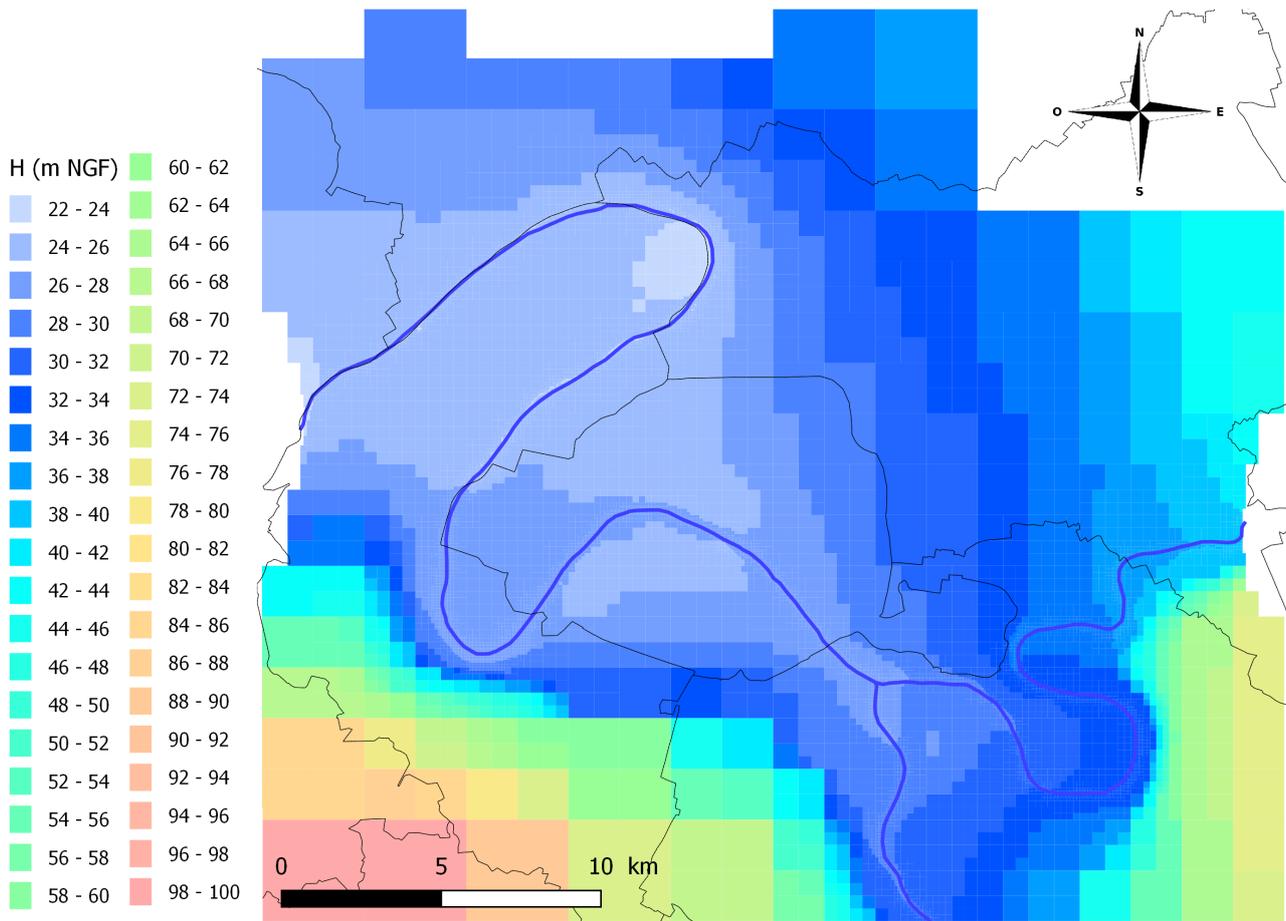


FIGURE 7.6 – Piézométrie de l'aquifère superficiel du modèle hydrogéologique simulée en régime permanent après calibration de la perméabilité des couches géologiques de cet aquifère.

### 7.6.3 Ré-évaluation des débits pompés à Paris intramuros

À la suite d'une série de tests de calibration, il est apparu que l'ajustement de la perméabilité dans Paris intramuros ne permettait pas d'obtenir des résultats satisfaisants, en surestimant systématiquement le niveau piézométrique au centre de Paris en rive droite, dans la zone présentant un

rabattement important. D'après les constats établis par Prunier-Leparmentier (1988) et Lamé (2013), il est admis que les pompages permanents imposés, issus des bases de données de la Mairie de Paris et de l'AESN sont sous-estimés. À partir de ce constat, une ré-évaluation des données de pompage est nécessaire pour résoudre cette surestimation qui est supposée correspondre à un biais conceptuel du modèle. Afin de corriger le biais conceptuel lié à la sous-estimation des pompages, la modélisation en régime permanent est lancée en imposant une condition de Dirichlet aux mailles correspondant aux piézomètres surestimés. L'analyse du résultat de cette simulation permet de connaître le débit sortant satisfaisant la condition de Dirichlet au niveau des piézomètres. Ce débit supplémentaire obtenu par modélisation représente près de  $8 \text{ Mm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Une augmentation de  $8 \text{ Mm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  des débits de pompage dans Paris intramuros est donc appliquée au modèle, ceci est en accord avec les chiffres proposés dans la thèse de Lamé (2013). Le débit supplémentaire calculé est reporté de manière homogène aux mailles sur lesquelles un prélèvement a été initialement identifié.

## 7.7 Résultats de l'optimisation en régime transitoire

### 7.7.1 Optimisation exploratoire de la porosité de drainage

Afin de déterminer l'influence du paramètre de porosité de drainage sur la réponse du modèle, il est important de fixer les autres paramètres et conditions aux limites susceptibles d'influer sur les résultats. Il ressort de l'étape de calibration exploratoire que la calibration seule de la porosité de drainage entraîne une sous-estimation de la piézométrie au voisinage du cours d'eau, et une surestimation en rive droite, dans la zone centrale de Paris (Fig.7.7).

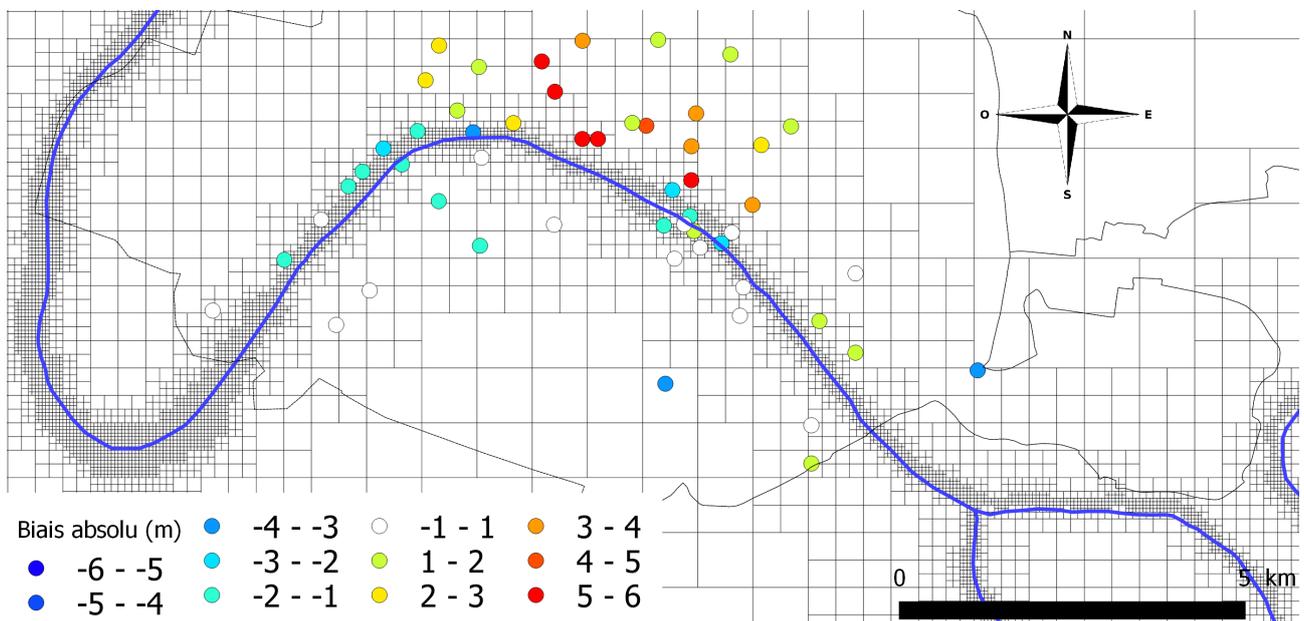


FIGURE 7.7 – Carte des biais absolus obtenus à l'issue de l'étape de calibration exploratoire

### 7.7.2 Estimation d'une valeur de conductance en rivière

La sous-estimation des niveaux de nappe au voisinage du cours d'eau (Fig.7.7) justifie une étape supplémentaire d'ajustement du paramètre de conductance ( $s^{-1}$ ) des mailles rivières. Ce paramètre est pris en compte lors des itérations de calcul des conditions aux limites mixte. La conductance est multipliée par le gradient hydraulique entre la condition imposée et le niveau de nappe afin d'en déduire le débit d'infiltration vers la nappe. Du fait de sa définition conceptuelle, ce paramètre est difficilement mesurable sur le terrain, et a une influence majeure sur les échanges nappe-rivière. Afin d'estimer une valeur appropriée, plusieurs tests de valeur de conductance en rivière ont été réalisés. À partir des observations au droit des piézomètres les plus proches du cours d'eau, une valeur optimale de conductance de  $10^{-5} s^{-1}$  est déterminée pour reproduire la réponse du modèle hydrogéologique lors de la crue de mai-juin 2016. Cette valeur est déterminée pour l'ensemble du réseau hydrographique. L'estimation du paramètre de conductance du modèle hydrogéologique peut être largement améliorée à l'appui d'arguments géologiques et hydrogéologiques qui permettraient de spatialiser ce paramètre. En effet, la compréhension de ce paramètre peut faire l'objet d'études détaillées et constitue un important

potentiel d'amélioration du modèle hydrogéologique.

### 7.7.3 Ré estimation des débits pompés en période de crue

D'autre part, la piézométrie de la zone centrale parisienne est surestimée (Fig.7.7). Au même titre que lors de la calibration de la perméabilité, cette surestimation peut être associée à une sous-estimation des volumes pompés dans cette zone. En effet, cette zone intègre les plus importants pompages du modèle hydrogéologique, il est supposé que ces pompages sont plus importants durant les périodes de crue, afin de maintenir les infrastructures souterraines qui s'y trouvent au-dessus du niveau de nappe. Ce constat est notamment en accord avec la carte piézométrique établie à partir du jeu de données recueilli lors de la crue de mai-juin 2016, durant laquelle les niveaux piézométriques apparents dans cette zone sont inférieurs à ceux ayant été observés en période de basses eaux. Une large gamme de volume pompé a été testée afin de représenter les niveaux de nappe de cette zone. Il résulte de cet ajustement qu'il est nécessaire de pomper  $1,4 \text{ Mm}^3$  supplémentaire durant la période de crue afin d'obtenir un niveau de nappe cohérent dans la zone centrale parisienne.

### 7.7.4 Résultat final de l'optimisation du paramètre de porosité de drainage

La calibration de la porosité de drainage en régime transitoire a permis de réduire la fonction objectif (somme des écarts au carré) de plus de moitié, passant d'une valeur initiale de  $7200 \text{ m}^2$  à une valeur finale de  $3100 \text{ m}^2$ . Les statistiques concernant la calibration exploratoire et la calibration finale, ainsi que la répartition des biais moyens de chaque piézomètre à l'issue de la calibration sont présentées sur la figure 7.8. La figure 7.8.d permet de visualiser l'amélioration apportée entre les deux étapes de calibration par l'ajustement de la conductance et des débits de pompages en période de crue. La totalité des chroniques piézométriques simulées et observées est consultable en annexe 9.4.

La comparaison entre les observations et les simulations montre des résultats de calibration jugés satisfaisants (Fig.7.8.a.). La répartition du biais absolu obtenu montre toujours une sous-estimation des niveaux piézométriques moyens sur les piézomètres situés au voisinage du cours d'eau, et une sur-estimation du niveau piézométrique en rive droite (Fig.7.8.c). Ces tendances sont cependant atténuées en comparaison des résultats obtenus lors de la calibration exploratoire. Certains piézomètres situés

## 7.7. RÉSULTATS DE L'OPTIMISATION EN RÉGIME TRANSITOIRE

	Montien	Yprésien	Calcaire Grossier	Marnes et Caillasses	Bartonien	Alluvions anciennes	Alluvions modernes
Porosité de drainage	7,7E-02	2,9E-01	3,0E-01	8,5E-02	3,6E-04	1,9E-02	2,3E-03

TABLE 7.2 – Valeurs de porosité de drainage obtenues à l'issue de la calibration

dans ces zones présentent après la calibration finale un biais faible compris entre -1 m et 1 m.

Les valeurs finales de porosité de drainage associées à chacune des couches sont récapitulées dans le tableau 7.7.4. Les valeurs obtenues se répartissent en deux groupes : Les couches du Montien, de l'Yprésien, du calcaire Grossier, des Marnes et Caillasses et des alluvions anciennes présentent une valeur comprise entre 2 et 30 %, en accord avec les ordres de grandeur énoncés par de Marsily (1981). Les valeurs de porosité de drainage des couches du Bartonien et des alluvions modernes sont beaucoup plus faibles, ce qui peut être expliqué par la nature argileuse de ces couches.

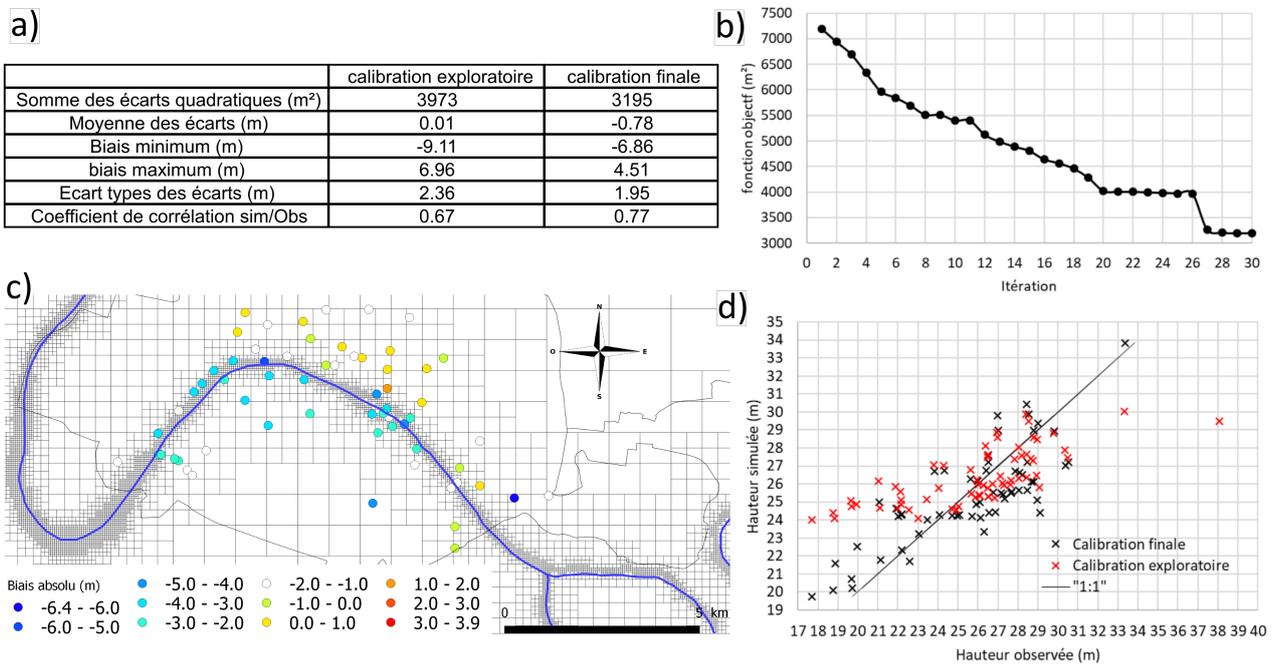


FIGURE 7.8 – Récapitulatif des résultats de calibration de la porosité de drainage en régime transitoire. a) Statistiques générales des résultats de calibration, b) évolution de la fonction objectif en fonction des itérations de calibration, c) carte des biais absolus obtenus à la suite de la calibration finale, d) graphique de la hauteur d'eau moyenne de chaque piézomètre simulée et observée pour la calibration exploratoire et la calibration finale.

## 7.8 Évaluation des résultats de calibration

### 7.8.1 Validation à partir de la simulation de la crue de janvier 2018

L'évaluation de la performance du modèle calibré est déterminée à partir de la capacité du modèle à reproduire les observations liées à un évènement hydrologique indépendamment des conditions aux limites appliquées pour la calibration. Ainsi le modèle hydrogéologique ayant pour but de reproduire la réponse du système lors d'un épisode de crue, une simulation en régime transitoire est nécessaire. Les résultats de la validation sont présentés en annexe 9.4, une synthèse des résultats est présentée en figure 7.9. Ces résultats montrent que la piézométrie est simulée de manière satisfaisante au niveau

## 7.8. ÉVALUATION DES RÉSULTATS DE CALIBRATION

de deux piézomètres (131 et 177). Dans les autres cas, il est constaté que les niveaux piézométriques sont globalement surestimés. Cette surestimation peut être liée à la sous-estimation de la valeur de la conductance en rivière, à la sous-estimation des débits pompés lors de l'évènement de crue de janvier 2018, ou bien à la combinaison de ces deux facteurs.

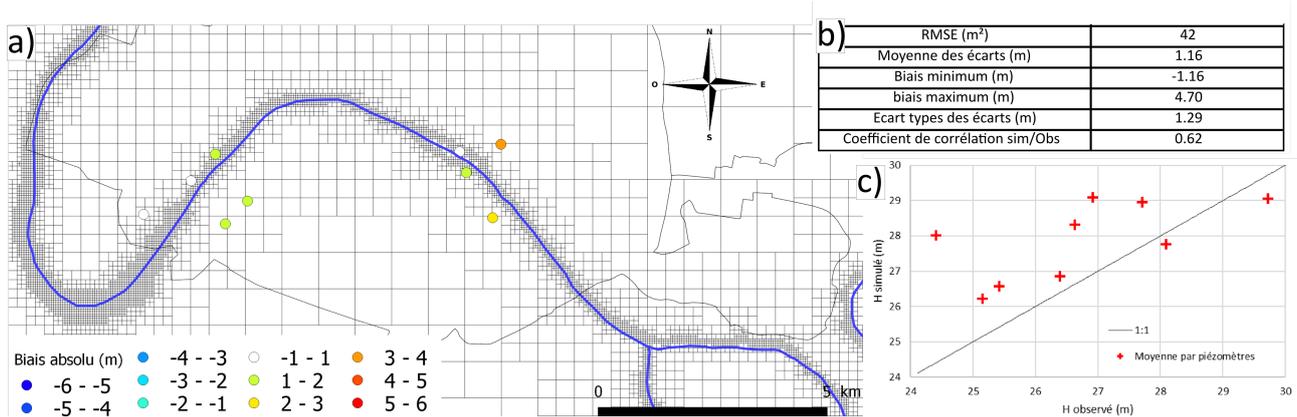


FIGURE 7.9 – Récapitulatif des résultats de la validation de la calibration sur la simulation de la crue de janvier 2018. a) Carte des biais absolus moyens obtenus à la suite de la validation, b) statistiques générales des résultats de validation, c) graphique de la hauteur d'eau moyenne de chaque piézomètre simulée et observée pour la validation

### 7.8.2 Points clés et pistes d'amélioration de l'optimisation des paramètres hydrodynamiques

Lors de la construction du modèle, les connaissances du milieu sont regroupées et intégrées au modèle hydrogéologique. Ces connaissances sont synthétisées sous la forme de moyennes spatiales des paramètres (perméabilité, épaisseur, pompages) plus ou moins discrétisés. Les paramètres hydrodynamiques (perméabilité et porosité de drainage) sont simplifiés en attribuant une valeur à chaque sous-couche de l'aquifère superficiel. Une unique valeur du paramètre de conductance est appliquée à l'ensemble du réseau hydrographique. Plusieurs pistes devraient être explorées dans le but d'améliorer les performances du modèle PPC. La première piste d'amélioration du modèle consisterait en une spatialisation plus fine de la conductance. Ceci nécessiterait davantage de données spatialisées de ces

paramètres que ce qui est actuellement disponible.

Afin d'améliorer l'optimisation du modèle, une base de données géolocalisée des paramètres hydrodynamiques (perméabilité, porosité de drainage et géométries) sur le principe de fonctionnement de la BD SONGE (Société du Grand Paris, 2019) couvrant Paris et les départements de petite couronne doit être mise en place.

La spatialisation du jeu de paramètres hydrodynamiques du milieu requiert également l'identification des différentes sources d'hétérogénéité du milieu. La problématique de la représentation des hétérogénéités demeure une source d'incertitude importante pour la modélisation hydrogéologique (de Marsily et al., 2005). De nos jours, les hétérogénéités peuvent être identifiées et cartographiées à l'aide de méthodes géophysiques et géostatistiques, cependant l'application de ces méthodes reste limitée à l'échelle d'une zone urbaine telle que l'agglomération parisienne :

- Les méthodes géophysiques mobilisent des ressources financières et humaines trop élevées pour être envisagées à cette échelle, et le milieu urbain n'est pas propice à leur application (Vaudelet et al., 2011).
- Les méthodes géostatistiques sont limitées par la densité et la qualité des données observées, qui doivent être suffisantes pour valider l'application de ces méthodes.

Une base de données de suivi à haute fréquence des niveaux piézométriques commune aux opérateurs et géolocalisée, sur le mode de fonctionnement de la banque HYDRO permettrait d'améliorer grandement l'optimisation du modèle, et sa validation.

La dernière piste d'amélioration du modèle consiste à préciser l'évolution et la répartition des pompages en temps de crue. Les débits de pompage renseignés dans le modèle proviennent de données annuelles n'intégrant pas de saisonnalité des débits pompés. Durant les périodes de crue, les retours d'expérience des gestionnaires de réseaux indiquent que les débits pompés varient au cours des événements de crue. L'intégration de ces variations dans le modèle hydrogéologique contribuerait à son amélioration.

## Quatrième partie

# Modélisation du fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne en période de crue



## Chapitre 8

# Simulation hydrogéologique de scénarios de crue

Les niveaux d'eau atteints par la Seine à Paris, en période de crue, sont enregistrés depuis le XVII<sup>ème</sup> siècle avec notamment la crue de 1658. À ce jour, celle-ci constitue la crue de la Seine la plus importante jamais enregistrée à Paris. Depuis la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, plus de 40 crues majeures ont été dénombrées à Paris. En parallèle, l'urbanisation des zones inondables augmente constamment depuis 1930. De nombreuses activités humaines et économiques, des infrastructures de transports, des réseaux et des équipements urbains, ainsi que des centres de décision économiques et politiques se concentrent dans ces zones. Les zones inondables sont bien connues et cartographiées, mais l'évaluation précise de la vulnérabilité des aménagements et des infrastructures souterraines au risque inondation par remontées de nappes est encore très incomplète. Dans ce cadre, le programme d'actions de prévention des inondations (PAPI) souhaite déterminer les effets des crues sur les dynamiques de remontée de nappe en vue de réduire leurs conséquences dommageables sur les biens, les activités économiques et stratégiques, conformément aux attentes de la directive européenne inondation. Pour répondre à cette problématique, le modèle hydrogéologique de Paris et de sa petite couronne (PPC) dont la construction et l'optimisation sont présentées dans la partie précédente a été utilisé pour simuler des scénarios de crue. Ces simulations permettent d'estimer les conséquences hydrogéologiques des crues de référence identifiées de manière collégiale lors des comités de pilotage du PAPI. Ce chapitre présente

la cartographie des zones impactées par les remontées de nappe, les caractéristiques des remontées de nappe, et dans le but d'améliorer la compréhension de la propagation de l'onde de crue au sein du milieu hydrogéologique de Paris et de la petite couronne.

### 8.1 Méthodologie de modélisation et d'interprétation des scénarios de crue

#### 8.1.1 Définition des scénarios de crue

Depuis la mise en place d'un réseau de suivi hydrologique par l'ingénieur Belgrand (Belgrand, 1872), les niveaux d'eau en rivière sont suivis de manière rigoureuse. À partir de la synthèse hydrologique de la Seine à Paris (Banque HYDRO), plusieurs crues ont été retenues par la DRIEE (Direction régionale et Interdépartementale de l'Environnement et de l'Énergie) d'Île-de-France en tant que crues de référence. Lors de la révision de 2007 du PPRI (Plans de Prévention du Risque Inondation) du département de Paris, ces crues ont été répertoriées (tableau 8.1.1). Dans le cadre de la gestion des barrages-réservoirs, l'EPTB Seine Grands Lacs pilote des actions de modélisation hydrauliques afin de déterminer l'effet de régulation des lacs sur ces crues de référence. Le programme de modélisation mobilisé est le modèle Hydra-RIV (Setec Hydratec, 2002-2019). Ce modèle calcule la hauteur d'eau en rivière par la résolution des équations de Barré de Saint-Venant. À l'occasion des comités de pilotage de l'action 1.1.5 du PAPI (Programme d'action de Prévention des Inondations) de la Seine et de la Marne francilienne, les scénarios employés en entrée du modèle hydrogéologique ont été définis. Deux crues de référence ont été retenues, la crue de janvier 1910 et la crue de 1955. La crue de janvier 1910 correspond à la crue la plus importante de la Seine observée depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle, elle est considérée comme une crue de type centennale. La période de retour la crue de 1955 est de cinquante ans. Trois scénarios hydrauliques ont été identifiés pour la scénarisation des remontées de nappe :

- La modélisation des débits estimés pour la crue de janvier 1910 (scénario R1.0). Ce scénario produit des hauteurs d'eau inférieures à celles qui furent observées en 1910, du fait de la géométrie du cours d'eau actuel (figure 8.1.a).
- La modélisation des hauteurs d'eau observées pour la crue de janvier 1910 (scénario R1.15)

## 8.1. MÉTHODOLOGIE DE MODÉLISATION ET D'INTERPRÉTATION DES SCÉNARIOS DE CRUE

Année de la crue	Période de retour représentée	Hauteur d'eau à l'échelle d'Austerlitz	Débit
1910	100 ans	8,62 m	2 400 m <sup>3</sup> /s
1924		7,30 m	2 100 m <sup>3</sup> /s
1955	50 ans	7,12 m	2 120 m <sup>3</sup> /s
1945		6,85 m	1 990 m <sup>3</sup> /s
1982	10 ans	6,18 m	1 800 m <sup>3</sup> /s
1970		5,63 m	1 700 m <sup>3</sup> /s
2001	5 ans	5,21 m	1 510 m <sup>3</sup> /s

TABLE 8.1 – Tableau récapitulatif des crues associées à leur période de retour établies lors de la révision du PPRI de Paris de 2007

correspond à une crue plus importante que la crue de janvier 1910 en matière de débit. Ce scénario suit la dynamique de crue de janvier 1910 en compensant la perte de hauteur d'eau due aux modifications de la géométrie du cours d'eau par une augmentation du débit (figure 8.1.a).

— La modélisation de la crue de 1955 reproduit les débits observés en janvier 1955 (figure 8.1.b).

La crue de janvier 1910 est formée par trois événements pluvieux successifs sur les bassins amont de la Seine, de la Marne et de l'Yonne. Ces précipitations font suite à un automne 1909 particulièrement humide, ce qui en raison de la saturation des sols, aurait favorisé le ruissellement rapide des précipitations (Marti, R. and Lepelletier, Th., 1997). Ceci explique la forme complexe et l'amplitude de l'hydrogramme de crue (Fig. 8.1.a). Le contexte hydrologique de la crue de 1955 est très différent de celui de janvier 1910, l'automne de 1954 n'était pas très humide contrairement à l'automne qui a précédé la crue de 1910. De ce fait, l'hydrogramme de crue de janvier 1955 à Paris présente un pic de crue de 1,50 m inférieur à celui de la crue de janvier 1910 et une montée plus régulière et légèrement plus lente. Cette crue est majoritairement générée par un seul épisode de précipitations importantes (Babinet, H., 1955) dont le ruissellement aurait été favorisé par la présence de sols gelés à cette période (Marti, R. and Lepelletier, Th., 1997).

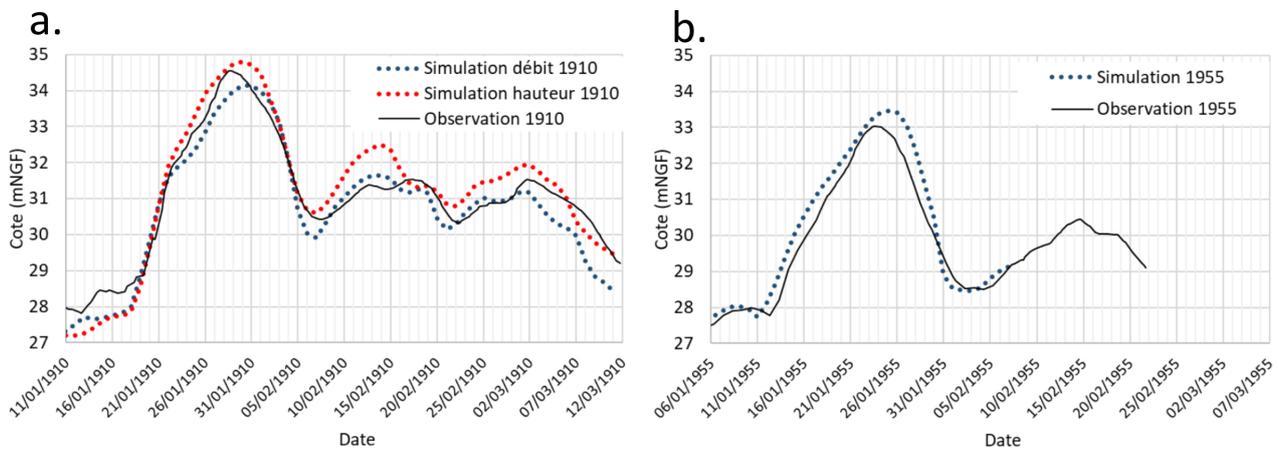


FIGURE 8.1 – Hydrogrammes de crue simulés et observés. a) Crue de janvier 1910. b) Crue de janvier 1955

### 8.1.2 Description des scénarios de pompage

Les données de débit de pompage ne font pas l'objet d'une bancarisation. Les débits pompés et leur localisation ont été estimés et intégrés au modèle, selon la méthodologie décrite dans le chapitre 6. Lors des crues récentes de la Seine à Paris (juin 2016 et janvier 2018), les retours d'expérience n'ont pas fait état de dégâts majeurs liés aux remontées de nappe, car les niveaux de nappe observés durant ces épisodes de crue sont restés constants par l'action de pompages restés en action durant ces événements, voire qui ont été déclenchés spécifiquement à cette occasion pour protéger les infrastructures souterraines des remontées de nappe. Néanmoins, l'arrêt de ces pompages est une éventualité dont il convient d'évaluer les répercussions pour des crues plus importantes susceptibles de causer des coupures localisées voir généralisées de l'alimentation électrique. Afin de balayer les différentes possibilités, trois scénarios de pompage ont été appliqués aux scénarios de crue modélisés :

- l'action permanente des pompages ;
- l'arrêt des pompages une fois le pic de crue atteint (le 26 janvier 1955 et le 31 janvier 1910) ;
- l'absence de pompages.

Les débits pompés imposés pour les deux premiers scénarios correspondent aux débits de pompage ayant été réévalués lors de la calibration du modèle, ce qui correspond à un volume total annuel pompé

de  $28 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$ , auquel s'ajoutent  $1.4 \text{ Mm}^3.\text{mois}^{-1}$  pompés spécifiquement durant les périodes de crue. L'application des trois scénarios de pompages (pompages constants, absence de pompages, et arrêt de pompage) aux trois scénarios de crue (1910 R1.0, 1910 R1.15 et 1955) permet de décliner la simulation de neuf contextes hydrologiques différents.

## 8.2 Méthodes d'analyse des résultats

Dans cette analyse, les résultats de la simulation en régime permanent (cf. partie 3, chapitre 7) sont considérés comme l'état de référence (fonctionnement hydrogéologique de basses eaux). Les dynamiques de remontées de nappe des neuf contextes hydrologiques simulés sont décrites à l'échelle de l'agglomération parisienne. Le battement de nappe est défini comme la différence entre la charge simulée par les scénarios et la simulation de référence. L'évolution spatiale et temporelle des relations nappe-rivière a été analysée par deux méthodes ; une analyse cartographique permettant de rendre compte de la répartition spatiale des différents types de relation nappe-rivière et une étude de l'évolution temporelle des longueurs de tronçon selon les différents types de relation nappe-rivière. Notons que dans la plateforme CaWaQS (partie 3, chapitre 6), le débit d'échange nappe-rivière est contrôlé par la différence entre la charge imposée en rivière et le niveau piézométrique simulé dans la maille sous la rivière. Le statut d'échange nappe-rivière est déduit de la valeur du débit calculée à chaque pas de temps de calcul. Trois états de relation nappe-rivière sont caractérisés :

- Type exfiltrant : lorsque le système nappe-rivière est connecté et la nappe alimente la rivière, le débit simulé est dans ce cas négatif
- Type infiltrant : le système nappe-rivière est connecté et la rivière alimente la nappe, ce qui est déterminé par débit positif,
- Type déconnecté : le débit d'infiltration a atteint la valeur seuil de  $2.0\text{E-}4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}.\text{m}^{-1}$  (cf. chapitre 6 partie 2), le système nappe-rivière est considéré en état de déconnexion.

Le scénario extrême, correspondant au scénario de la crue de 1910 (R1.15), a été considéré pour l'analyse cartographique. Ce scénario induit les contrastes de conditions aux limites les plus importants en intégrant à la fois un contexte de crue exceptionnelle et une rupture des pompages durant l'évènement. La dynamique de propagation de l'onde de crue est caractérisée en estimant le temps nécessaire à l'hy-

drostème parisien pour atteindre son niveau piézométrique maximal à partir de la date du pic de crue en rivière. Cette caractérisation donne une vitesse de propagation du pic de crue aux extrémités de la plaine alluviale. La vitesse moyenne de propagation de la crue est déduite du décalage temporel entre le pic de crue en rivière et en nappe en considérant une trajectoire des flux perpendiculaire au cours d'eau. Pour chaque scénario de pompage, la date du pic de crue en rivière observé à Austerlitz est reportée sur l'emprise du modèle. Cette simplification est justifiée tant que le pic de crue est observé le même jour pour l'ensemble de la zone d'étude. La date du 29/01/1910 est retenue pour le pic de crue de janvier 1910 (scénario R1.0 et R1.15) et la date du 24/01/1955 est employée pour le scénario de crue de 1955. La vitesse de propagation de l'onde de crue est ensuite déduite du temps de propagation du pic de crue au sein de l'aquifère. Elle dépend de la diffusivité hydraulique du milieu poreux et du gradient de charge hydraulique. D'après la conceptualisation employée pour le calcul de la nappe libre, la diffusivité évolue en fonction du niveau piézométrique avec la transmissivité et la porosité de drainage. Ainsi, la diffusivité est élevée lorsque la transmissivité est élevée et que le gradient de charge est important.

### 8.3 Amplitude des remontées de nappes simulées

Les cartes de l'amplitude maximale des remontées de nappe sont présentées en figure 8.2 pour chacun des neuf scénarios. Les cartes de la piézométrie simulée tous les cinq jours de chaque scénario sont présentées en annexe 9.4. La distribution spatiale de l'amplitude de remontées de nappe maximale est la même pour les trois scénarios de pompage.

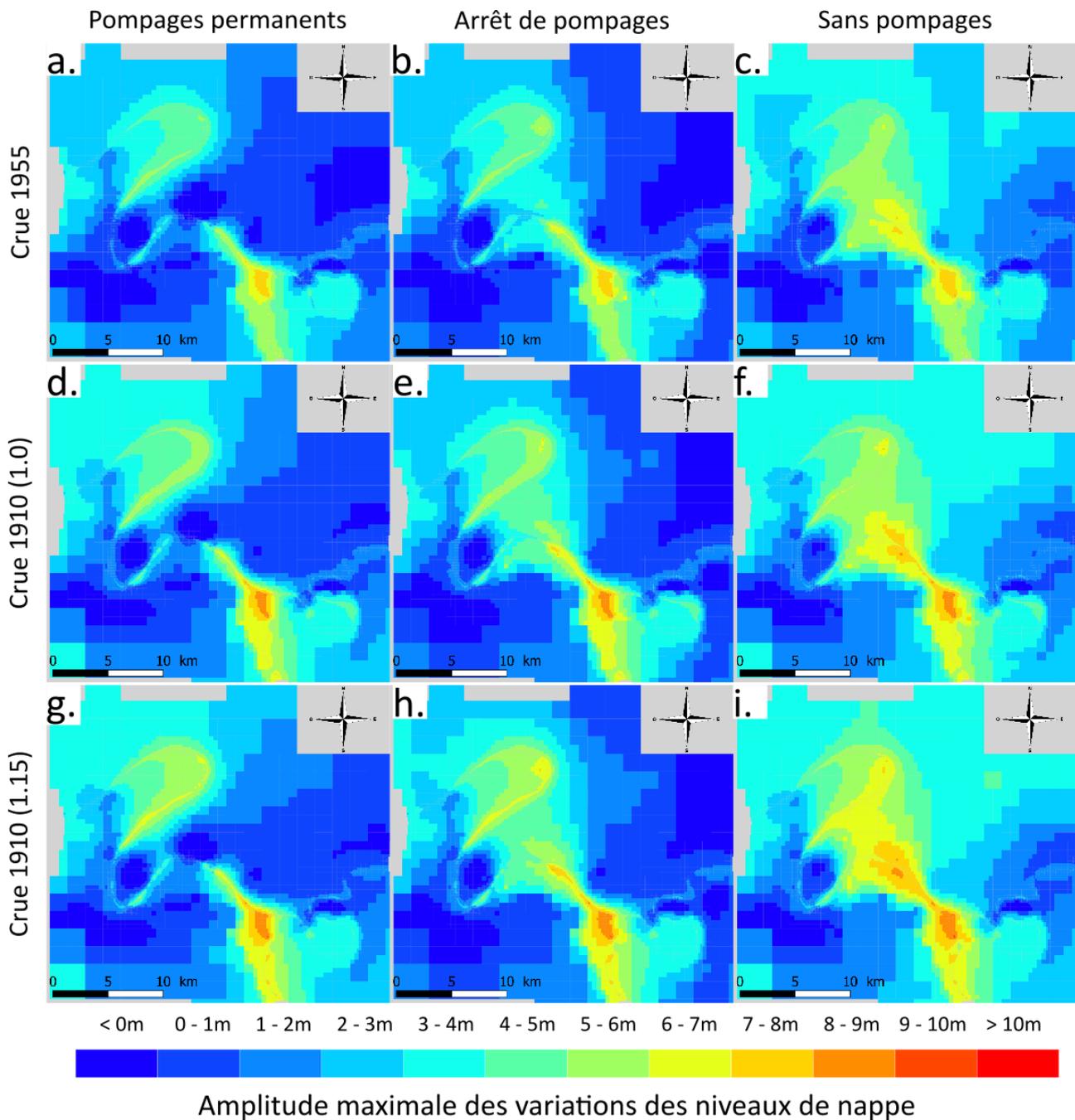


FIGURE 8.2 – Cartes des variations maximales des amplitudes de remontée de nappe. Crue de 1955 : a) avec pompages permanents, b) avec arrêt de pompages, c) sans pompages, crue de 1910 (R1.0) : d) avec pompages, e) avec arrêt de pompages, f) sans pompages, crue de 1910 (R1.15) : g) avec pompages, h) avec arrêt de pompages, i) sans pompages.

### 8.3.1 Impacts des crues sur l'amplitude des remontées de nappes avec l'action de pompages permanents

Dans le cas du maintien des pompages, les amplitudes de remontée de nappe sont faibles ( $< 2$  m) dans les zones éloignées du cours d'eau, pour tous les scénarios (Fig.8.2.a.d. et g). Les amplitudes de remontée de nappe varient principalement au voisinage du cours d'eau. La distribution spatiale des amplitudes de remontée de nappe au voisinage du cours d'eau est comparable dans les trois scénarios de crue (Fig.8.2.a.d. et g). L'amplitude de la remontée de nappe la plus forte des 3 scénarios est observée pour le scénario de crue de 1910 (R1.15) où sa valeur, au niveau de la confluence entre la Seine et la Marne, dépasse 8 m. Cette zone s'étend depuis l'aval de l'écluse de Port-à-l'Anglais jusqu'au niveau du pont d'Austerlitz. Des remontées de nappes sont également observées à l'aval du barrage de navigation de Suresnes jusque dans la boucle de Gennevilliers (valeurs comprises entre 5 m et 6 m pour le scénario de crue de 1955 et entre 6 m et 7 m pour le scénario de crue de 1910 R1.15). L'action des pompages influence largement les résultats obtenus dans la zone centrale de Paris. En effet, l'amplitude de la remontée de nappe est nulle dans cette zone y compris dans le cas du scénario de crue de 1910 R1.15 (Fig. 8.2.g).

### 8.3.2 Impacts des crues sur l'amplitude des remontées de nappes en l'absence de pompages

Dans le cas de l'absence de pompages (Fig.8.2.c.f.i), des amplitudes de remontée de nappe importantes (de 3 m à 4 m) sont observées dans les zones éloignées du cours d'eau et de basses altitudes habituellement protégées par des pompages permanents. Les amplitudes de remontées de nappe atteignent près de 9 m au voisinage du cours d'eau. La répartition des zones présentant les plus grandes amplitudes de remontée de nappe suit la même logique spatiale que dans le cas du maintien des pompages à l'exception de la zone centrale de Paris où l'amplitude des remontées de nappe peut atteindre 7 à 8 m. Une amplitude de remontée de nappe maximale de 9 m est simulée au niveau de l'île Saint-Louis.

### **8.3.3 Impacts des crues sur l'amplitude des remontées de nappes en cas de défaillance des pompages**

Les scénarios d'arrêt des pompages après les pics de crue (Fig.8.2.b.e.h) présentent une répartition spatiale des amplitudes de remontée de nappe témoignant d'un état intermédiaire entre les deux autres scénarios. Comme dans le scénario du maintien des pompages, les plus fortes amplitudes de remontées de nappe sont simulées dans les zones éloignées des cours d'eau, tandis que toutes les zones situées au voisinage du cours d'eau sont affectées de manière comparable au scénario d'absence de pompage.

### **8.3.4 Synthèse**

Les amplitudes de remontées de nappe les plus élevées sont situées à l'aval des barrages de navigation. Durant les périodes de crue, les barrages sont abaissés et la ligne d'eau de la Seine reprend un profil naturel entre l'amont et l'aval de l'écluse. Cet effacement se traduit donc par une augmentation de l'amplitude de remontée de nappe dans ces zones. En cas de maintien des pompages, les niveaux de nappe simulés varient peu au centre de Paris, et également dans les zones éloignées du cours d'eau. En revanche, l'absence de pompage se traduit par une remontée de nappe significative se propageant des zones proches du cours d'eau jusqu'aux régions éloignées de faibles altitudes (Seine-Saint-Denis). Cet état n'est pas atteint dans le scénario d'arrêt des pompages au cours duquel les remontées de nappes importantes ne sont observées qu'au voisinage du cours d'eau, dans la zone centrale de Paris. Enfin, l'augmentation plus importante des niveaux de nappe au voisinage de la Seine à l'île Saint-Louis est probablement liée à l'augmentation locale de la hauteur d'eau en rivière du fait de l'encombrement des écoulements causé par la présence consécutive des îles Saint-Louis et de la Cité.

## **8.4 Évolution des échanges nappe-rivière durant la crue de 1910 (scénario R1.15)**

### **8.4.1 Cartographie du système d'échange nappe-rivière**

La répartition spatiale et temporelle des relations nappe-rivière est présentée dans la figure 8.3 pour le scénario de crue 1910 (R1.15) avec arrêt des pompages au pic de crue. Cinq étapes décrivent

l'évolution des relations nappes-rivière du scénario simulé avec un arrêt de pompage au moment du pic de crue :

- Au début de la simulation de crue (le 10/01/1910), la nappe et la rivière sont globalement connectées à l'exception de la zone centrale de Paris, conformément aux observations des niveaux piézométriques hors période de crue. Le long du cours d'eau, le type de relation nappe-rivière suit une succession entre l'alimentation de la rivière par la nappe (majoritairement hors Paris intramuros), suivie par l'alimentation de la nappe par la rivière, puis la déconnexion (Figure 8.3).
- Lors de la montée des eaux du 15/01/1910 au 30/01/1910 avant l'arrêt des pompages, l'élévation du niveau d'eau en rivière entraîne l'inversion des flux d'échanges nappe-rivière dans les zones connectées, se traduisant par une alimentation de la nappe par la rivière sur la quasi-totalité de la zone. Certains tronçons de rivière initialement connectés à la nappe passent ainsi à un état de déconnexion sur près de 40 km de linéaire de rivière. Ce phénomène est renforcé par l'action des pompages qui régulent le niveau piézométrique, augmentant ainsi le gradient hydraulique entre la nappe et la rivière. La longueur des tronçons de rivière déconnectée est temporairement étendue depuis les zones initialement déconnectées.
- Les pompages sont arrêtés au moment du pic de crue. L'arrêt des pompages faisant suite au pic de crue entraîne la mise en place de conditions aux limites très contrastées. La quasi-totalité des sections dans un état déconnecté du cours d'eau atteint un état connecté. De proche en proche, les zones d'alimentation de la rivière par la nappe s'étendent. Au centre de Paris, l'arrêt des pompages au pic de crue a provoqué une remontée de nappe suffisamment importante au voisinage du cours d'eau pour entraîner une alimentation de la rivière par la nappe à la suite de la première décrue.
- Durant la période du 04/02/1910 au 01/03/1910, la rivière alimente globalement la nappe sur l'ensemble du réseau incluant les tronçons où le système nappe-rivière était déconnecté à l'étape précédente. L'absence de pompage de régulation entraîne une augmentation du niveau piézométrique sans entraîner d'alimentation de la rivière par la nappe.
- Lors de la période de récession (le 06/03/1910), la baisse du niveau d'eau en rivière est accom-

#### 8.4. ÉVOLUTION DES ÉCHANGES NAPPE-RIVIÈRE DURANT LA CRUE DE 1910 (SCÉNARIO R1.15)

pagnée par l'inversion quasi totale de la relation nappe-rivière, correspondant à une vidange de la nappe vers la rivière.

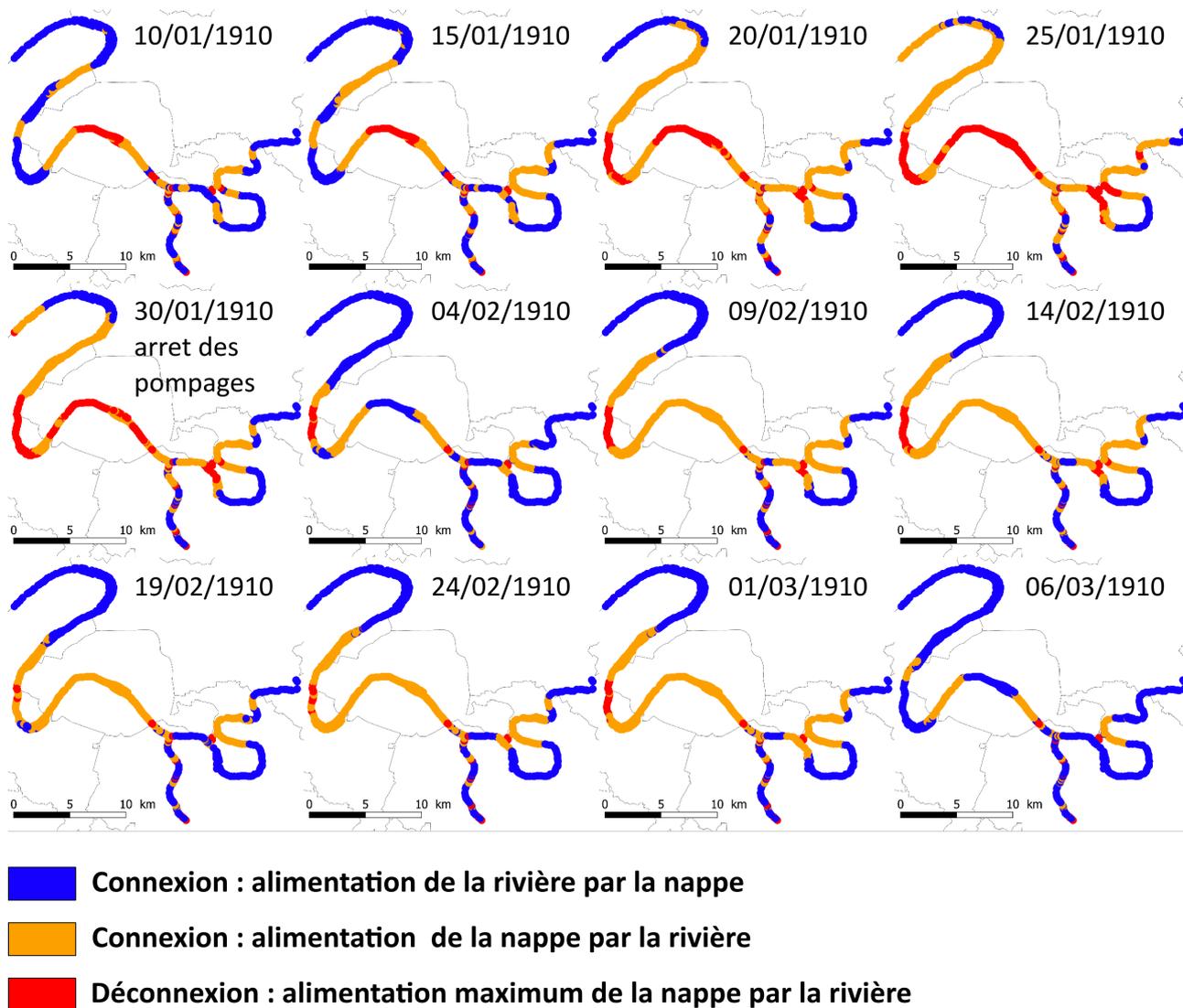


FIGURE 8.3 – Évolution de la relation nappe-rivière au cours du scénario de crue 1910 (1.15) avec arrêt des pompages au pic de crue.

#### 8.4.2 Évolution du type de relation nappe-rivière au cours des scénarios de crue

La figure 8.4 représente la variation temporelle des longueurs de tronçon pour chaque type de relations nappe-rivière (infiltrant, exfiltrant, déconnecté) pendant les trois étapes de crue (périodes

de la montée, du pic de crue, et de la récession) pour les différents scénarios. Dans chacun des scénarios, l'évolution temporelle de la longueur des tronçons de chaque type de relation nappe-rivière est semblable à l'évolution décrite par la cartographie de la section précédente :

- Lors de la montée des eaux, la longueur des tronçons exfiltrants diminue au profit des longueurs de tronçons infiltrants et déconnectés, en particulier dans les scénarios hydrauliques simulés avec pompages (Fig. 8.4.a, 8.4.b, 8.4.d, 8.4.e, 8.4.g et 8.4.i).
- Lors de la période de hautes eaux, dans les dix jours suivants le pic de crue, les longueurs de tronçon de chaque type de relation restent quasiment constantes. La longueur des tronçons infiltrants est supérieure aux longueurs des deux autres types.
- Lors de la décrue, la longueur des tronçons déconnectés diminue fortement jusqu'à devenir quasiment nulle. La vidange de la nappe entraîne l'alimentation de la rivière par la nappe, y compris en cas de pompages. Par conséquent, dans tous les scénarios, les tronçons déconnectés sont quasiment entièrement reconnectés.

## 8.4. ÉVOLUTION DES ÉCHANGES NAPPE-RIVIÈRE DURANT LA CRUE DE 1910 (SCÉNARIO R1.15)

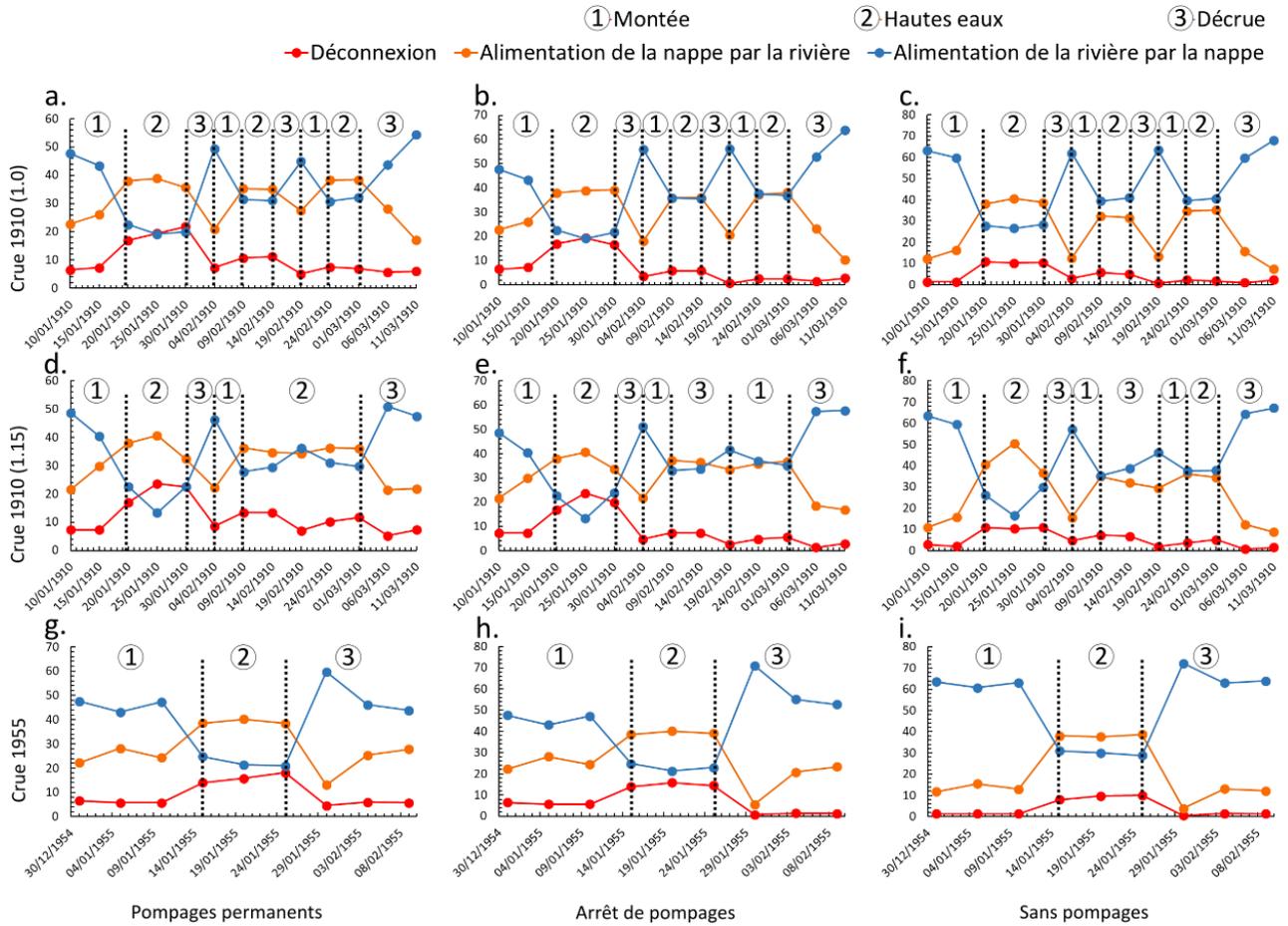


FIGURE 8.4 – Évolution de la longueur des tronçons (km) correspondant aux types de relations nappe-rivière pour chacun des scénarios de crue et de pompage. Crue de 1910 (R1.0) : a) avec pompages permanents, b) avec arrêt de pompages, c) sans pompages, crue de 1910 (R1.15) : d) avec pompages, e) avec arrêt de pompages, f) sans pompages, crue de 1955 : g) avec pompages, h) avec arrêt de pompages, i) sans pompages.

## 8.5 Dynamiques de remontées de nappe

### 8.5.1 Temps de propagation de l'onde de crue dans l'aquifère superficiel

Une carte représentant le temps de propagation de l'onde de crue est établie pour chacun des scénarios de crue et de pompage ( Fig.8.5). La propagation de l'onde de crue au sein de l'aquifère suit une évolution complexe résultant de la combinaison des perturbations de conditions aux limites :

- L'amplitude des variations de niveau d'eau en rivière est établie en entrée du modèle. L'augmentation de la hauteur d'eau en rivière est issue de la modélisation hydraulique de la géométrie du cours d'eau et tient également compte de la dynamique de variation des flux depuis l'amont.
- Le débit d'échange nappe-rivière est variable au cours de la simulation, il dépend du paramètre de conductance et de la différence entre la charge imposée et le niveau de nappe. Une variation rapide de ce débit d'échange peut entraîner un délai entre la date du pic de crue imposé et la date du maximum piézométrique observé au voisinage du cours d'eau.
- En modifiant l'orientation et la vitesse des écoulements souterrains, la présence de pompages permanents affecte également la propagation d'une perturbation. L'arrêt des pompages ajoute une perturbation des conditions aux limites supplémentaire durant la simulation.

Les cartes de la figure 8.5 présentent la répartition du temps de propagation de l'onde de crue dans chacun des scénarios. Certaines zones situées au voisinage du cours d'eau (boucles de Boulogne et vallée de la Marne) n'apparaissent pas sur ces cartes. En reprenant les cartes de l'amplitude des remontées de nappe (Fig.8.2) et des niveaux piézométriques simulés (annexes 9.4), il apparait que la réponse du niveau piézométrique aux scénarios de crue dans ces zones est quasi nulle. L'aquifère modélisé dans ces zones présente des particularités en matière de géométries (faible épaisseur, mur surélevé) qui pourraient être la cause de l'absence de réponse hydrogéologique. Une étude plus approfondie des données piézométriques disponibles et des résultats de modélisation sur ces zones est requise pour formuler une explication plus précise de ce fonctionnement.

Au niveau de la confluence entre la Seine et la Marne et dans la boucle de Saint-Maur, la sinuosité du réseau hydrographique implique une multiplication des fronts de propagation de la crue. Cette configuration entraîne un temps de propagation de la crue uniforme, et pratiquement simultané au

pic de crue en rivière dans ces zones. Dans les cas de la boucle de Gennevilliers, la propagation est également accélérée par l'alimentation depuis l'amont et l'aval de ces boucles en ne dépassant pas une durée de deux jours. La répartition spatiale des temps de propagation de la crue diffère en fonction des scénarios de pompage :

- Pour les scénarios simulés sans pompages, la propagation de l'onde de crue au sein de l'aquifère intervient très rapidement après le passage du pic de crue en rivière sur la totalité de la zone (Fig. 8.5.c., f. et i.). Le temps de propagation peut atteindre une durée maximum de 5 jours dans le cas du scénario de crue 1910 R1.15 (Fig1.5.i), 6 jours dans le cas du scénario de crue de 1910 R1.0 (Fig1.5.f) et 9 jours dans le cas de la crue de type 1955 (Fig1.5.c). La réactivité simulée de l'hydrosystème parisien est très rapide pour ces scénarios.
- L'état de déconnexion du système nappe-rivière est maintenu au centre de Paris, empêchant la propagation directe de la crue dans l'aquifère (Fig. 8.5.a.d. et g.). De ce fait, le long des tronçons déconnectés, le débit d'infiltration depuis la rivière vers la nappe demeure constant au passage de la crue. L'amplitude de remontée de nappe dans ces zones est très faible (<1 m au centre de Paris). Cependant, une valeur maximum de niveau piézométrique dans la partie centrale de Paris est tout de même simulée avec un retard de deux jours par rapport au pic de crue de la rivière pour tous les scénarios hydrauliques. Cette valeur est reliée à l'effet de la propagation du pic de crue depuis les tronçons de rivière les plus proches ayant été reconnectés.
- Pour les scénarios simulés avec un arrêt des pompages au moment du pic de crue en rivière, la valeur des temps de propagation se situe entre les valeurs des deux autres scénarios de pompage (Fig.8.5.b., e. et h.) tandis que la valeur de l'amplitude de la remontée de nappe est proche de celle simulée avec le scénario sans pompages. La propagation de la crue des zones affectées par les pompages est quasi simultanée au pic de crue en rivière, dans les zones voisines du cours d'eau. Dans la zone centrale de Paris, les valeurs maximums des niveaux piézométriques sont simulées deux à trois jours plus tard que dans les scénarios sans pompages.

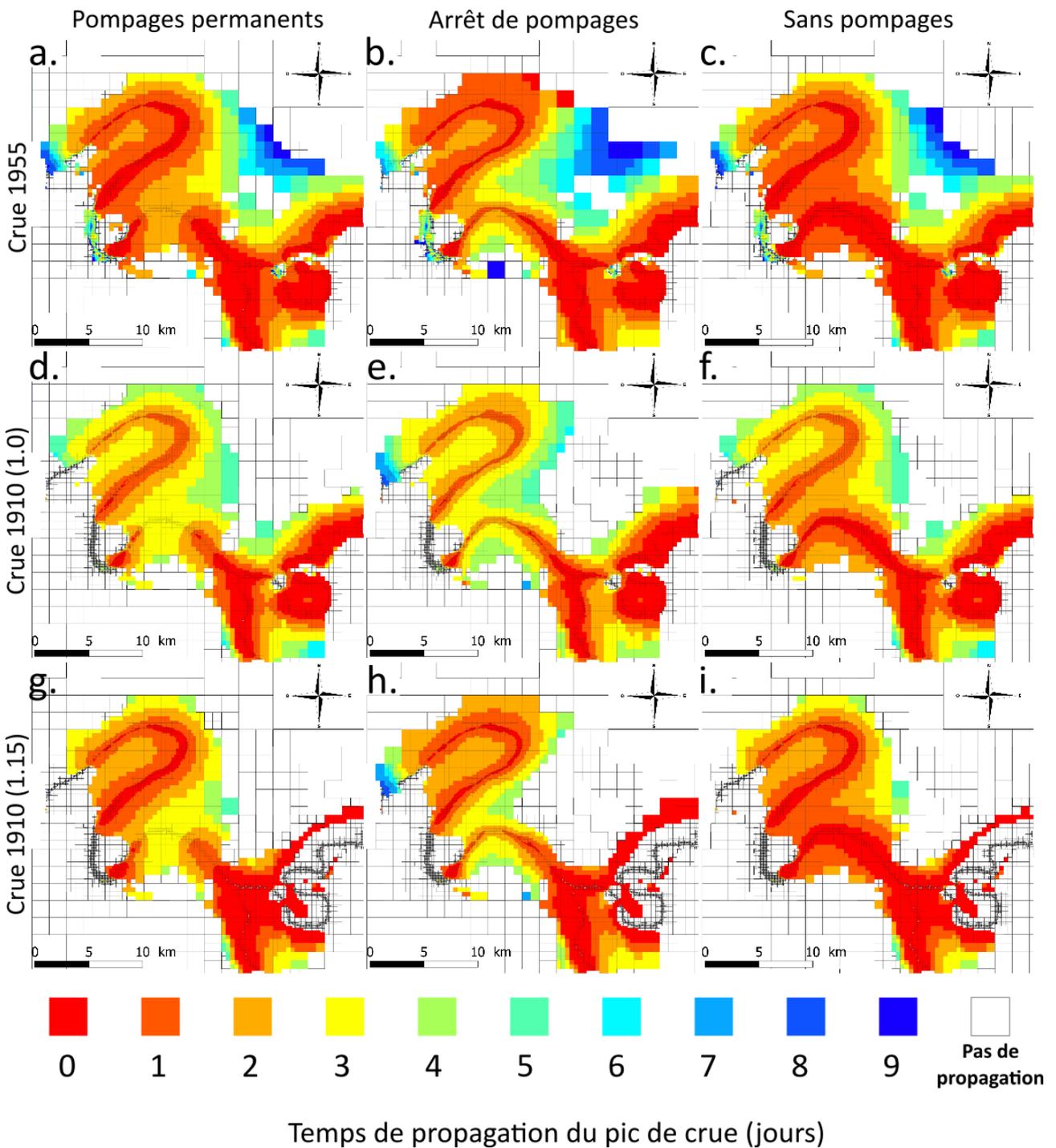


FIGURE 8.5 – Cartes représentant le décalage entre la date du pic de crue en rivière et du pic piézométrique en nappe. a) Crue de 1955 avec pompages, b) Crue de 1955 avec arrêt de pompages, c) Crue de 1955 sans pompages, d) Crue de 1910 (R1.0) avec pompages, e) Crue de 1910 (R1.0) avec arrêt de pompages, f) Crue de 1910 (R1.0) sans pompages, g) Crue de 1910 (R1.15) avec pompages, h) Crue de 1910 (R1.15) avec arrêt de pompages, i) Crue de 1910 (R1.15) sans pompages

### 8.5.2 Vitesse de propagation de l'onde de crue

Les valeurs présentées dans le tableau 8.5.2 sont les vitesses moyennes de propagation de crue obtenues dans la plaine alluviale de la Seine en amont de la confluence entre la Seine et la Marne (Choisy-le-Roi), en rive droite de la Seine au centre de Paris, et en rive droite de la Seine dans la vallée de la Vieille Mer en Seine-Saint-Denis.

Les pompages influencent la vitesse de propagation dans la zone centrale de Paris, et non dans le Val-de-Marne ni en Seine-Saint-Denis. La vitesse de propagation du pic à Paris est divisée par deux dans les simulations avec pompages permanents. L'augmentation des niveaux piézométriques est écrêtée par l'action des pompages. Dans le Val-de-Marne et en Seine-Saint-Denis, les vitesses de propagation varient en fonction du scénario hydraulique. Ces variations ne sont pas marquées au centre de Paris. Dans cette zone, les vitesses de propagation varient uniquement en fonction du régime de pompage, et non du scénario hydraulique, contrairement aux autres zones où les vitesses sont majoritairement contrôlées par le scénario hydraulique. Le débit d'échange nappe-rivière est constant lorsque le système nappe-rivière est déconnecté. De ce fait, le niveau piézométrique n'est pas influencé par l'amplitude de la crue. À l'inverse, dans les zones peu impactées par les pompages, où le système nappe-rivière est connecté, le débit d'infiltration est dépendant de la différence de charge entre la rivière et la nappe. Par conséquent, l'augmentation de la hauteur d'eau en rivière va influencer la recharge de la nappe et de ce fait, le niveau piézométrique. Ainsi, la vitesse de propagation varie en fonction de l'amplitude et de la dynamique de crue. Les vitesses de propagation de la crue de 1910 sont plus faibles que celles de 1955 (Tableau 8.5.2). La longueur des tronçons déconnectés est plus importante lors de la crue de 1910 que lors de la crue de 1955 (figure 8.4). Les deux scénarios hydrauliques diffèrent par leur dynamique de crue, la montée des eaux de la crue de 1910 est plus rapide que celle de 1955. Tandis que la variation de la hauteur d'eau en rivière est rapide, le système nappe-rivière n'a pas le temps de se reconnecter, le débit d'infiltration reste donc constant et l'onde de crue ne se diffuse pas à la nappe. Lorsque l'augmentation de la hauteur de la rivière est lente, le système nappe-rivière a le temps de se reconnecter, l'onde de crue se diffuse à la nappe une fois le système reconnecté.

CHAPITRE 8. SIMULATION HYDROGÉOLOGIQUE DE SCÉNARIOS DE CRUE

Scénario de crue	Paris, rive droite (pont de la Concorde)	Val-de-Marne, rive droite (Choisy-le-Roi)	Seine-St-Denis, rive droite (Vieille Mer)
1955 avec pompage	0,7 km/jour	1,2 km/jour	0,8 km/jour
1955 arrêt de pompage	0,4 km/jour	1,2 km/jour	0,8 km/jour
1955 sans pompage	1 km/jour	1,2 km/jour	0,8 km/jour
1910 (1.0) avec pompage	0,4 km/jour	0,9 km/jour	0,6 km/jour
1910 (1.0) arrêt pompage	0,4 km/jour	0,9 km/jour	0,6 km/jour
1910 (1.0) sans pompage	0,7 km/jour	0,9 km/jour	0,6 km/jour
1910 (1.15) avec pompage	0,5 km/jour	1,2 km/jour	0,5 km/jour
1910 (1.15) arrêt pompage	0,4 km/jour	1,2 km/jour	0,5 km/jour
1910 (1.15) sans pompage	1 km/jour	1,2 km/jour	0,5 km/jour

TABLE 8.2 – Vitesse moyenne de propagation du pic de crue le long des profils du Val-de-Marne, du pont de la Concorde et de la Vieille Mer en fonction du scénario de crue et de pompage.

## 8.6 Points clés

- Le maintien des pompages durant des périodes de crue pendant les scénarios de crue de 1955, 1910 (débit) et 1910 (hauteur d'eau) limite les remontées de nappe dans les zones éloignées du cours d'eau.
- Lors de la montée des eaux, le transfert de l'onde de crue dans l'aquifère est provoqué par l'augmentation de la différence de charge entre le cours d'eau et la nappe. Ceci entraîne l'augmentation de l'alimentation de la nappe par la rivière et la propagation des remontées de nappe.
- L'état de déconnexion du système nappe-rivière engendré par les pompages permanents empêche localement la propagation de la crue dans l'aquifère
- Le ré-équilibre du niveau de nappe avec le niveau du cours d'eau entraîne la reconnexion entre la nappe et la rivière depuis les sections initialement connectées vers les sections déconnectées.
- Les zones de nappe rabattues par pompage subissent une propagation du pic de crue dans la nappe d'une amplitude faible avec un retard augmenté par la distance aux sections connectées entre la nappe et la rivière.
- Les scénarios simulés constituent la première exploitation du modèle PPC. Ces résultats ouvrent des possibilités de simulations considérant différents scénarios de défaillance des pompages (avant le pic de crue par exemple) et de crue.



## Chapitre 9

# Risque inondation par remontées de nappe de l'agglomération parisienne

Le risque inondation par remontée de nappe est défini par la combinaison de l'aléa, relié aux mouvements de nappe au passage d'une crue, et par la vulnérabilité des structures à ces battements de nappe. Les caractéristiques des remontées de nappes des différents scénarios sont décrites dans le précédent chapitre. Ces caractéristiques sont associées aux scénarios de crue de référence employés par les gestionnaires du risque inondation de l'agglomération parisienne (scénarios de crue de type 1955, 1910 en débit, et 1910 en hauteur d'eau). Les pompages souterrains contraignent également l'évolution de la remontée de la nappe. Les scénarios de pompage ont été sélectionnés dans le but de couvrir les deux situations extrêmes (pompage permanent et absence totale de pompage) et un scénario intermédiaire (arrêt des pompes après le pic de crue).

L'aléa lié aux remontées de nappe est donné par les résultats de modélisation de ces scénarios. Les remontées de nappes affectent dans un premier temps les structures souterraines. Dans un second temps, lorsque la nappe affleure, les débordements de la nappe vers la surface peuvent également causer des inondations de surface. Afin de cartographier le risque inondation par remontée de nappe, les niveaux de nappe simulés et les informations disponibles sur l'occupation du sol et du sous-sol sont comparés dans ce chapitre. .

## **9.1 Méthodologie de cartographie du risque inondation par remontées de nappe**

### **9.1.1 Cartographie de l'aléa lié aux inondations par remontées de nappe**

La comparaison du niveau piézométrique simulé par le modèle PPC à des niveaux de référence permet de cartographier les zones concernées par le risque inondation par remontées de nappe. Les remontées de nappe peuvent entraîner des inondations des structures souterraines, et également des inondations de surface par débordement de nappe. La cartographie des remontées de nappe consiste d'abord à situer le niveau de nappe par rapport à la surface du sol. Dans ce but, le niveau piézométrique simulé a été comparé au MNT (Scan 25 m) de l'agglomération parisienne. L'altitude moyenne de chaque maille du modèle PPC a été retenue pour être comparée à la charge simulée. À partir de cette comparaison, il existe deux configurations possibles : dans le cas où le niveau piézométrique dépasse l'altitude du sol, l'emprise de la maille est susceptible de présenter des inondations par débordements de nappe, sinon, seules les structures souterraines sont concernées.

#### **Identification des zones de débordement de nappe**

Les zones de débordements de nappe peuvent également correspondre à des zones de débordement du cours d'eau. Dans le but de discerner les zones uniquement impactées par les débordements de nappe de celles à la fois impactées par le débordement du cours d'eau et de la nappe, les zones de débordement de nappe sont comparées à l'emprise des inondations par débordement des cours d'eau. Les plus hautes eaux connues (PHEC) constituent la référence de l'emprise maximum du débordement des cours d'eau. En agglomération parisienne, les PHEC correspondent à l'emprise des inondations causées lors de la crue de 1910. La comparaison des PHEC avec les débordements de nappe permet de déterminer si les débordements de nappe simulés sont associés aux débordements des cours d'eau.

#### **Vulnérabilité en fonction du niveau de sous-sol**

Dans le cas où le niveau piézométrique simulé se situe sous l'altitude du sol, l'utilisation de niveau de sous-sol de référence est nécessaire pour cartographier le risque inondation. En agglomération parisienne, la majorité des bâtiments présente entre un et trois niveaux de sous-sol. Le niveau piézométrique simulé a donc été comparé à l'altitude du plancher de trois niveaux de sous-sol en considérant une hauteur de 3 m par niveau de sous-sol, conformément à la hauteur standard de l'étage d'un immeuble. Les zones de caves impactées par les inondations de 1910 ont été reconstituées par la Direction de la Prévention et de la Protection (Ville de Paris) à partir des archives de la crue de 1910. L'emprise simulée des sous-sols impactés est comparée aux données concernant les caves effectivement impactées en 1910 pour évaluer la fiabilité des simulations.

### **9.1.2 Données employées pour l'étude de la vulnérabilité au risque inondation par remontées de nappe**

La détermination de la vulnérabilité aux remontées de nappe requiert l'utilisation de données géolocalisées de la profondeur des structures souterraines. La comparaison de ces informations avec les résultats de modélisation donne une description de la vulnérabilité locale de ces structures, sous les scénarios modélisés. Les structures vulnérables aux remontées de nappe sont principalement représentées par les sous-sols (caves et parking) et le réseau du métro. En l'absence de données concernant la profondeur du réseau d'assainissement, ce réseau n'a pas pu être analysé dans cette thèse.

#### **Données sur le bâti souterrain**

Une base de données sur l'occupation du sous-sol à Paris intramuros a été élaborée au cours de la thèse de Lamé (2013). Cette base de données emploie la spatialisation du bâti parcellaire de surface, à laquelle s'ajoute l'information du nombre de sous-sols de chaque bâtiment. La profondeur du radier est ensuite déterminée en appliquant une hauteur standard de 3 m par niveau de sous-sol. Cependant, cette base de données ne couvre pas l'ensemble de l'agglomération parisienne. Dans cette thèse, cette base de données est intégrée à un profil décrivant les remontées de nappe en rive droite au centre de Paris, de la Seine à la gare Saint-Lazare. Ce type de représentation permet de visualiser les effets locaux des remontées de nappe sur les structures, en considérant les différents contextes de pompage.

### Données sur le réseau du métro

Le réseau du métro de l'agglomération parisienne couvre l'intégralité de la zone d'étude en reliant Paris intramuros aux communes des départements de petite couronne. Le tracé linéaire total atteint une longueur de près de 200 km, en majorité située dans le sous-sol parisien. Les premières lignes de métro furent construites au début du XX<sup>ème</sup> siècle et le réseau du métro est aujourd'hui constitué de 14 lignes. À l'exception de la ligne 14, les lignes de métro sont construites à une faible profondeur et se situent au-dessus du niveau piézométrique hors période de crue. La ligne 14 et les RER A, B, D et E se situent principalement sous le niveau piézométrique y compris hors période de crue. Le RER C, dont le tracé longe la Seine en rive gauche du XIII<sup>ème</sup> au XVI<sup>ème</sup> arrondissement de Paris, constitue un cas spécifique, car il est pratiquement intégré aux berges de la Seine. Ce contexte le rend particulièrement vulnérable aux inondations lors des crues, à la fois par le débordement de la Seine, et également par l'infiltration au travers des berges de la Seine. Cependant, les processus à l'œuvre lors de l'inondation du RER C relèvent davantage de l'infiltration localisée par les berges que d'écoulements hydrogéologiques. Le cas du RER C a notamment fait l'objet d'une étude approfondie dans le rapport Hydrogeobat (Cojean et al., 2009). Un jeu de données fourni par la RATP regroupe les cotes maximales et minimales de 330 stations de métro souterraines. Ces données sont croisées avec les niveaux de nappe obtenus par la modélisation hydrogéologique. Lorsque le niveau piézométrique atteint une cote comprise entre la cote du radier de la station et la cote du toit de la station, cela signifie que la nappe est susceptible de s'infiltrer vers les galeries de métro. Dans les cas où le niveau piézométrique dépasse le toit des stations de métro, cela signifie que la zone saturée occupe les terrains encaissants de la station de métro. Dans ces deux configurations, les remontées de nappes sont susceptibles de causer des venues d'eau dans les galeries de métro. Dans le second cas, les venues d'eau peuvent affecter la totalité des parois des galeries, tandis que dans le premier cas elles n'affectent que les parties baignées par la nappe. La seconde configuration implique donc une infiltration plus importante depuis la nappe vers les galeries.

## 9.2 Remontées et débordements de nappe en agglomération parisienne

### 9.2.1 Vulnérabilité des niveaux de sous-sol de l'agglomération parisienne

La figure 9.1 présente les cartes obtenues en comparant le maximum piézométrique à trois niveaux de sous-sols en utilisant l'altitude moyenne du MNT Scan 25 m par maille comme niveau de surface de référence.

Les différences entre les zones concernées par les débordements de nappe en fonction du scénario de crue sont en cohérence avec les différences d'amplitudes des trois crues considérées. En effet, les zones de débordement de nappe suivent le réseau hydrographique et sont plus larges dans le cas de la crue de 1910 (1.15) que dans le cas de la crue de 1910 (1.0) et de la crue de 1955. La répartition suivant le réseau hydrographique de ces zones suggère que les débordements de nappe affectent des zones déjà concernées par le débordement du cours d'eau. Il est à noter que lors des scénarios sans pompage pour les deux types de crues de 1910 (Fig. 9.1.f et Fig.9.1.i) des zones éloignées du cours d'eau (lac de Créteil, vallée de la Vieille Mer et ancien bras de la Seine au niveau de la gare St-Lazare) présentent un risque de débordement de nappe.

CHAPITRE 9. RISQUE INONDATION PAR REMONTÉES DE NAPPE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

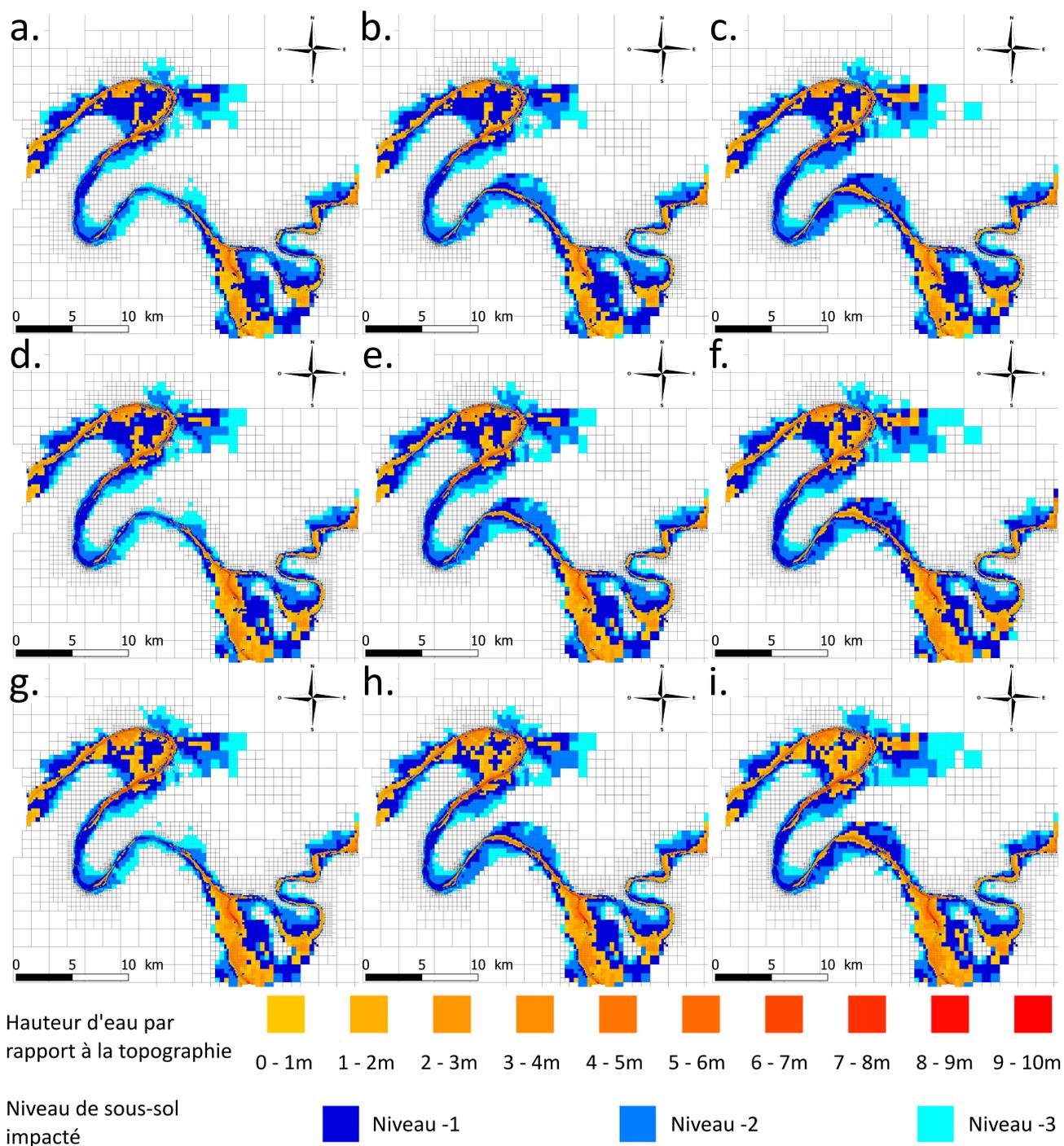


FIGURE 9.1 – Cartes représentant les zones affectées par le débordement de nappe et les niveaux de sous-sol affectés par le maximum piézométrique atteint lors des différents scénarios. a) Crue de 1955 avec pompages, b) Crue de 1955 avec arrêt de pompages, c) Crue de 1955 sans pompages, d) Crue de 1910 (R1.0) avec pompages, e) Crue de 1910 (R1.0) avec arrêt de pompages, f) Crue de 1910 (R1.0) sans pompages, g) Crue de 1910 (R1.15) avec pompages, h) Crue de 1910 (R1.15) avec arrêt de pompages, i) Crue de 1910 (R1.15) sans pompages

Les différences majeures entre les cartes de la figure 9.1 concernent la répartition des sous-sols potentiellement impactés en fonction des scénarios de pompage. Dans le cas des scénarios de pompage permanent (Fig. 9.1.a,d,g), le maintien des pompages abaisse suffisamment le niveau de nappe pour préserver les trois premiers niveaux de sous-sol de la zone centrale de Paris intramuros. Dans les autres cas, les trois premiers niveaux de sous-sol sont affectés dans l'ensemble de la plaine alluviale de la Seine et de la Marne. Lors du scénario d'arrêt de pompage, les sous-sols sont affectés dans les mêmes zones que lors du scénario d'absence de pompage avec généralement un niveau de différence. Par exemple, dans le cas du scénario de crue de type 1910 (1.15) avec arrêt des pompages (Fig. 9.1.h) les sous-sols sont affectés jusqu'au niveau -2 au centre de Paris tandis que dans le cas de l'absence de pompage (Fig. 9.1.i), les sous-sols sont affectés dès le niveau -1.

### 9.2.2 Comparaison des résultats de modélisation aux connaissances sur les emprises d'inondation

La figure 9.2 présente la comparaison entre les résultats obtenus pour le scénario de crue de type 1910 (1.15) sans pompage et les niveaux de référence. Les volumes pompés en 1910 sont certainement plus faibles que les débits de pompage estimés lors de la modélisation c'est pourquoi le scénario d'absence de pompage se rapproche le plus de la configuration de l'époque.

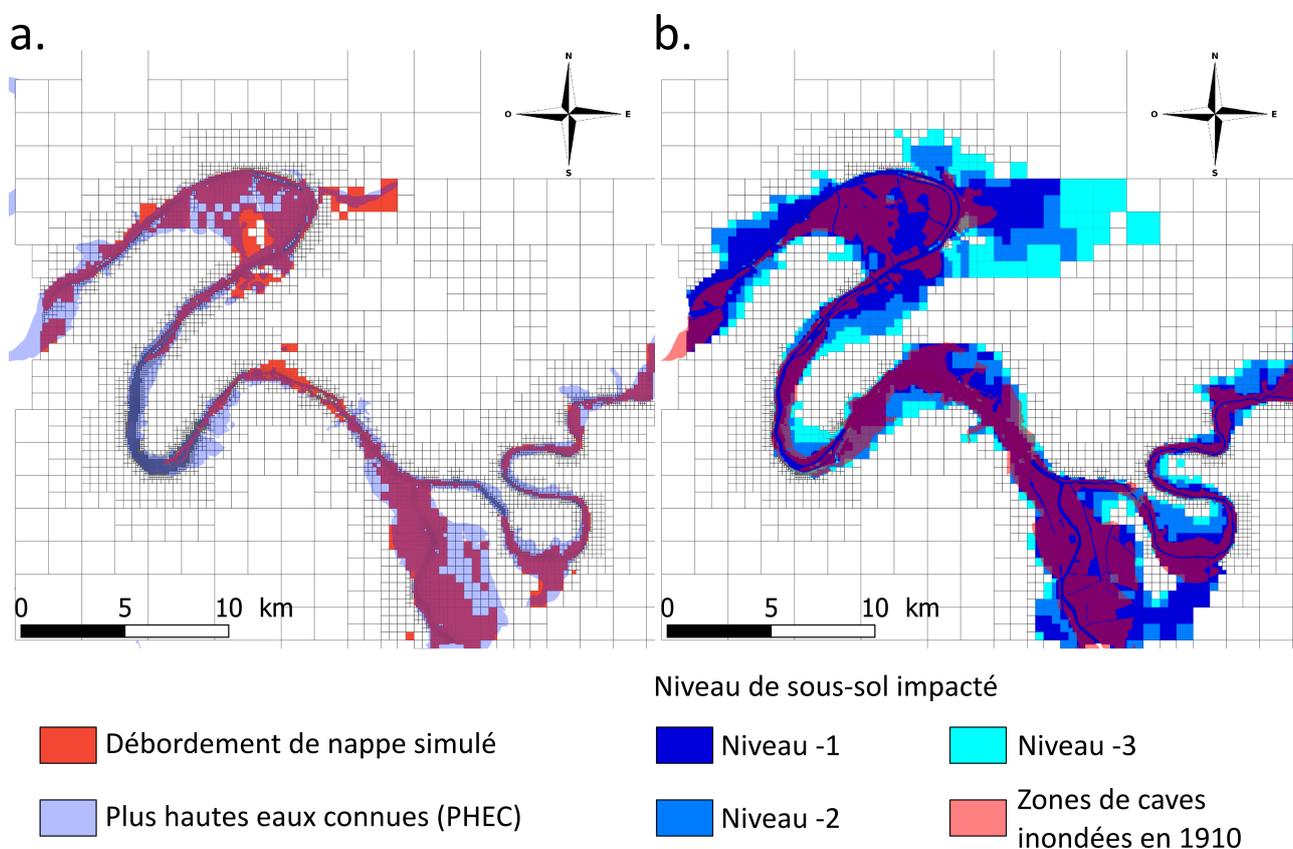


FIGURE 9.2 – Comparaison des résultats de simulation du scénario de crue 1910 (1.15) avec les plus hautes eaux connues (a) et l’emprise des caves inondées lors de la crue de 1910 (b).

Les zones de débordement de nappe dépassent rarement l’extension des PHEC à l’exception d’une bande atteignant 400 m de large au centre de Paris, au niveau de la place de la Concorde (Fig.9.2.a). Cette bande correspond également à la section la plus étroite des PHEC, où les berges du cours d’eau sont protégées par des aménagements hydrauliques. Cela signifie que sans l’action de pompage, cette bande est vulnérable aux débordements de la nappe et peut donc être inondée, y compris sans débordement direct du cours d’eau. Cette zone de débordement de nappe ne correspond pas forcément à zone inondée, mais à une zone dans laquelle le niveau piézométrique dépasse la surface du sol. Ainsi, les résultats montrent que la nappe déborde vers la surface, cependant, le débit d’exfiltration est contrôlé par la perméabilité de la chaussée. De plus, une partie des eaux exfiltrées a pu être pompée à l’époque, afin de protéger cette zone des inondations. Les autres zones à la fois inondées et séparées du

cours d'eau (vallée de la Vieille Mer, gare Saint-Lazare, lac de Créteil) apparaissent également dans l'emprise des PHEC. L'emprise des PHEC confirme donc les résultats produits par la modélisation sur ces zones. L'emprise simulée des sous-sols impactés par la nappe dépasse globalement l'emprise des caves inondées lors de la crue de 1910 (Fig.9.2.b). Les résultats de simulation indiquent une extension plus large de l'impact des sous-sols, notamment dans la vallée de la Vieille Mer et dans la plaine alluviale de la Seine à l'amont de la confluence. En revanche, une bonne correspondance est observée entre les zones de caves inondées lors de la crue de 1910 et la zone d'impact du premier niveau de sous-sol. En faisant l'hypothèse que les sous-sols excédaient rarement une profondeur d'un niveau en 1910, cette correspondance confirme également les résultats obtenus par la modélisation. Il apparaît donc possible que les niveaux de sous-sol plus profond (deuxième et troisième niveau) soient vulnérables dans les zones figurées sur la carte sans action de pompage. La correspondance entre la répartition simulée de l'inondation du niveau -1 et des zones de caves inondées en 1910 est bonne dans Paris. Les différences peuvent s'expliquer par le fait que les niveaux de sous-sol inférieurs au -1 étaient plus rares à cette époque qu'aujourd'hui. Dans les cas du Val-de-Marne et de la Seine-Saint-Denis, une possible explication est la présence de zones industrielles entraînant un rabattement de nappe initial à la crue.

## 9.3 Impact des remontées de nappe sur les infrastructures

### 9.3.1 Profil piézométrique de la zone centrale de Paris

La zone centrale de Paris correspond à la région la plus impactée par les pompages y compris durant les périodes de crue. La comparaison entre les résultats des différents scénarios de pompages témoigne de leur influence lors de la propagation d'une onde de crue au sein de l'aquifère. Dans le cas du scénario de crue de type 1910 (1.15), cette comparaison est représentée sous la forme d'un profil piézométrique perpendiculaire au cours d'eau en rive droite de la Seine au centre de Paris (Fig.9.3).

Trois états piézométriques caractéristiques des scénarios de pompages sont représentés (Fig.9.4) : l'état initial à la montée des eaux (le 15/12/1909), l'état correspondant au maximum piézométrique atteint durant la crue, et l'état final atteint après la décrue (le 21/03/1910). De plus, les données sur l'altitude du radier des bâtiments (Lamé, 2013) et la surface topographique sont représentées. Dans le cas des scénarios intégrant les pompages (Fig.9.4.a.b), un débit de pompage est imposé sur chaque maille à partir de la place de la Concorde. Les pompages produisent deux cônes de rabattement d'une profondeur de près de 10 m à l'état initial. Le premier est centré sur la place de la Madeleine et le second au niveau de la gare Saint-Lazare. Sans l'action de ces pompages (Fig.9.4.c.), la surface piézométrique à l'état initial suit la surface topographique avec une épaisseur de zone non saturée de trois mètres (Fig.9.4.c). Lors du scénario de pompages continus (Fig.9.4.a), la piézométrie augmente uniformément sur le profil de près de 4 m, les cônes de rabattement demeurent inchangés. Le niveau piézométrique à l'état final est légèrement supérieur à celui simulé à l'état initial. Dans le cas du scénario d'arrêt de pompage (Fig.9.4.b), la piézométrie maximum dépasse la topographie au niveau de la place de la Concorde ainsi que de la gare Saint-Lazare d'une hauteur inférieure à 1 m. Le niveau piézométrique diminue ensuite jusqu'à rester sous la topographie à l'état final. Au cours du scénario sans pompage (Fig.9.4.c), la piézométrie est initialement haute. Le maximum piézométrique observé

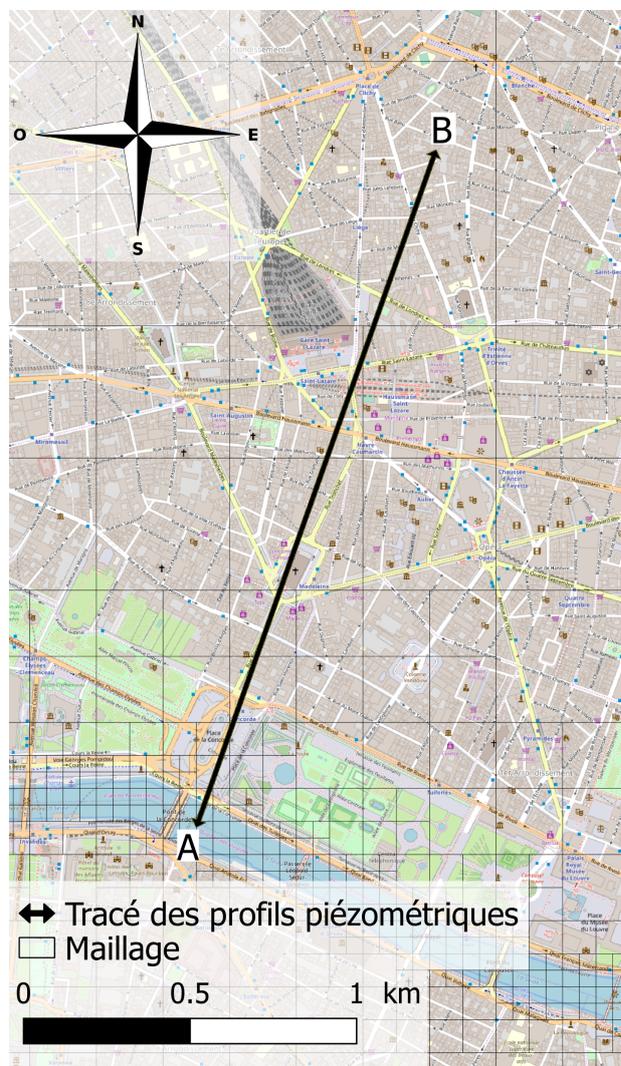


FIGURE 9.3 – Carte de localisation du profil piézométrique de Paris

Le maximum piézométrique observé

### 9.3. IMPACT DES REMONTÉES DE NAPPE SUR LES INFRASTRUCTURES

---

dans ce scénario dépasse la topographie de 1 m de la Concorde à la Madeleine, et la dépression de la gare Saint-Lazare se situe 3 m sous le niveau de la nappe. Lors de la décrue, le niveau piézométrique repasse sous le niveau topographique. La présence, l'absence ou l'arrêt des pompages a des conséquences sur l'état de connexion nappe-rivière au centre de Paris. Les pompages permanents maintiennent la déconnexion nappe-rivière durant toute la période de simulation. Dans ce contexte, la montée des eaux n'a pas d'effet direct sur la piézométrie. L'augmentation du niveau piézométrique est plus faible et plus diffuse que dans les autres scénarios, car l'augmentation du flux d'infiltration de la rivière vers la nappe a lieu sur des tronçons de rivière éloignés sur lesquels la reconnexion a lieu lors de la simulation. Sous l'action des pompages, le niveau piézométrique atteint localement l'altitude des sous-sols les plus profonds de Paris lors du maximum de crue. À la suite de l'arrêt des pompages, l'infiltration de la rivière vers la nappe n'est plus compensée par l'action des pompages ce qui entraîne une remontée importante du niveau de nappe. La reconnexion a lieu lorsque la différence de charge entre la nappe et la rivière est suffisamment faible. Ceci entraîne une diminution du débit d'infiltration depuis la rivière vers la nappe et le niveau de nappe est alors impacté par les variations rapides du niveau d'eau en rivière. Dans les trois scénarios de pompage, les sous-sols représentés sur ces profils sont au moins temporairement affectés par la nappe au maximum piézométrique même si cette atteinte est minime si l'action de pompage est maintenue durant l'épisode de crue. L'inondation des caves est prolongée dans le temps dans le cas des scénarios d'arrêt de pompage et d'absence de pompage, et l'ampleur des inondations de sous-sol est nettement plus importante (Fig.9.4.b, et c).

CHAPITRE 9. RISQUE INONDATION PAR REMONTÉES DE NAPPE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

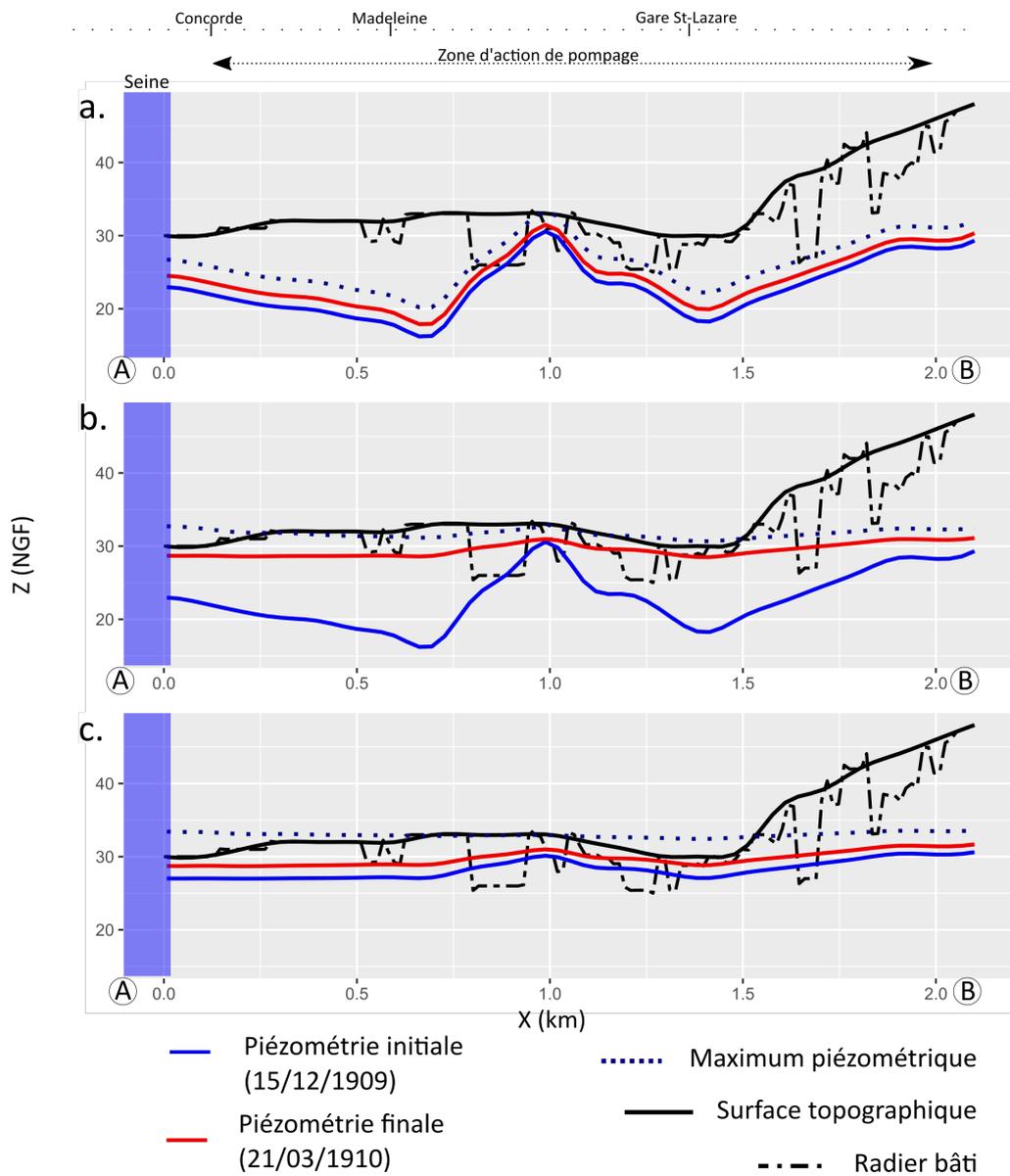


FIGURE 9.4 – Profil piézométrique situé au centre de Paris, allant de la place de la Concorde à la gare St-Lazare. a) Crue de 1910 (R1.15) avec pompages. b) Crue de 1910 (R1.15) avec arrêt de pompages. c) Crue de 1910 (R1.15) sans pompages.

### 9.3.2 Vulnérabilité du réseau de transport souterrain

Pour chacun des scénarios de crue et de pompage, les cotes des limites inférieures et supérieures sont comparées au maximum de crue obtenu (Fig.9.5). Sur la figure 9.5.a, est représenté le nombre de simulations pour lesquelles le niveau piézométrique a dépassé la cote inférieure de chaque station. Sur la figure 9.5.b, est représenté le nombre de simulations pour lesquelles le niveau piézométrique a dépassé la cote supérieure de chaque station.

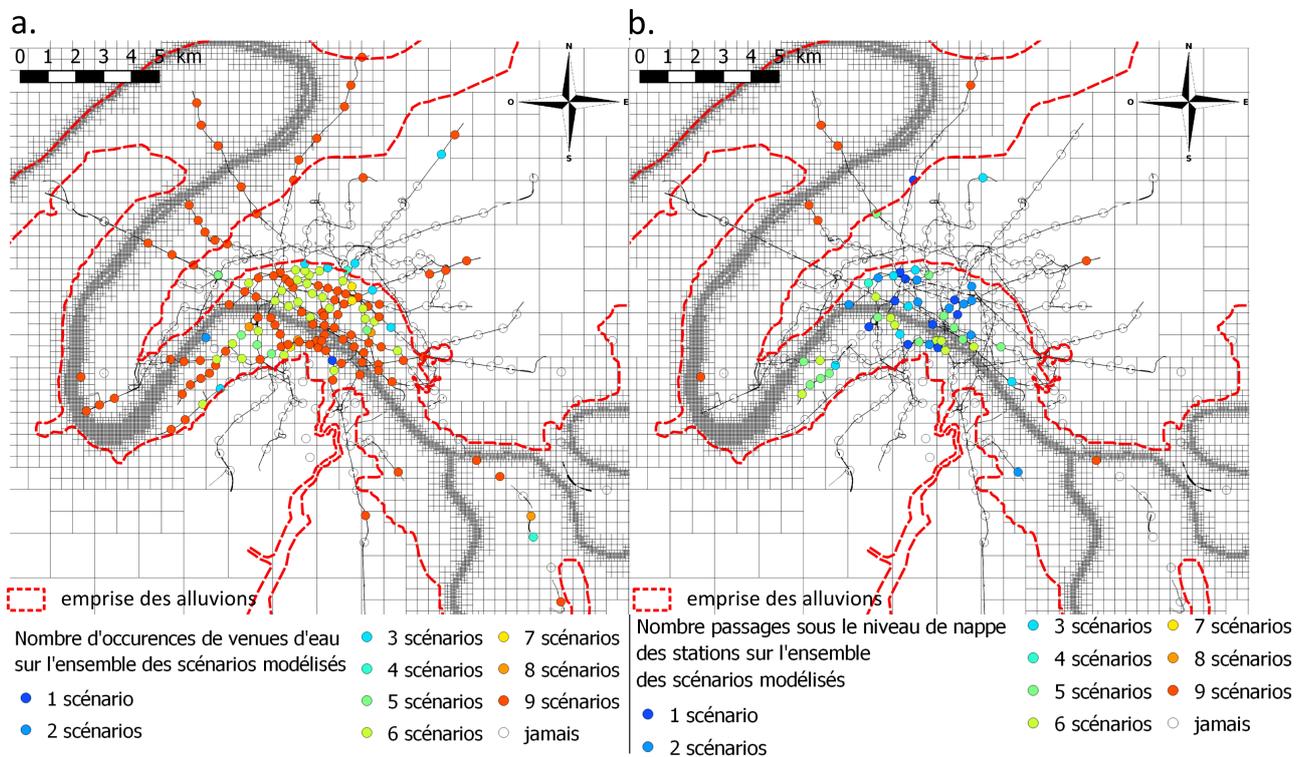


FIGURE 9.5 – Carte des stations de métro impactées (hormis la ligne 14) par les remontées de nappe lors des scénarios modélisés. Nombre de scénarios ayant entraîné des venues d'eau dans les stations (a), nombre de scénarios ayant entraîné le passage de la nappe au-dessus de la station (b).

## CHAPITRE 9. RISQUE INONDATION PAR REMONTÉES DE NAPPE DE L'AGGLOMÉRATION PARISIENNE

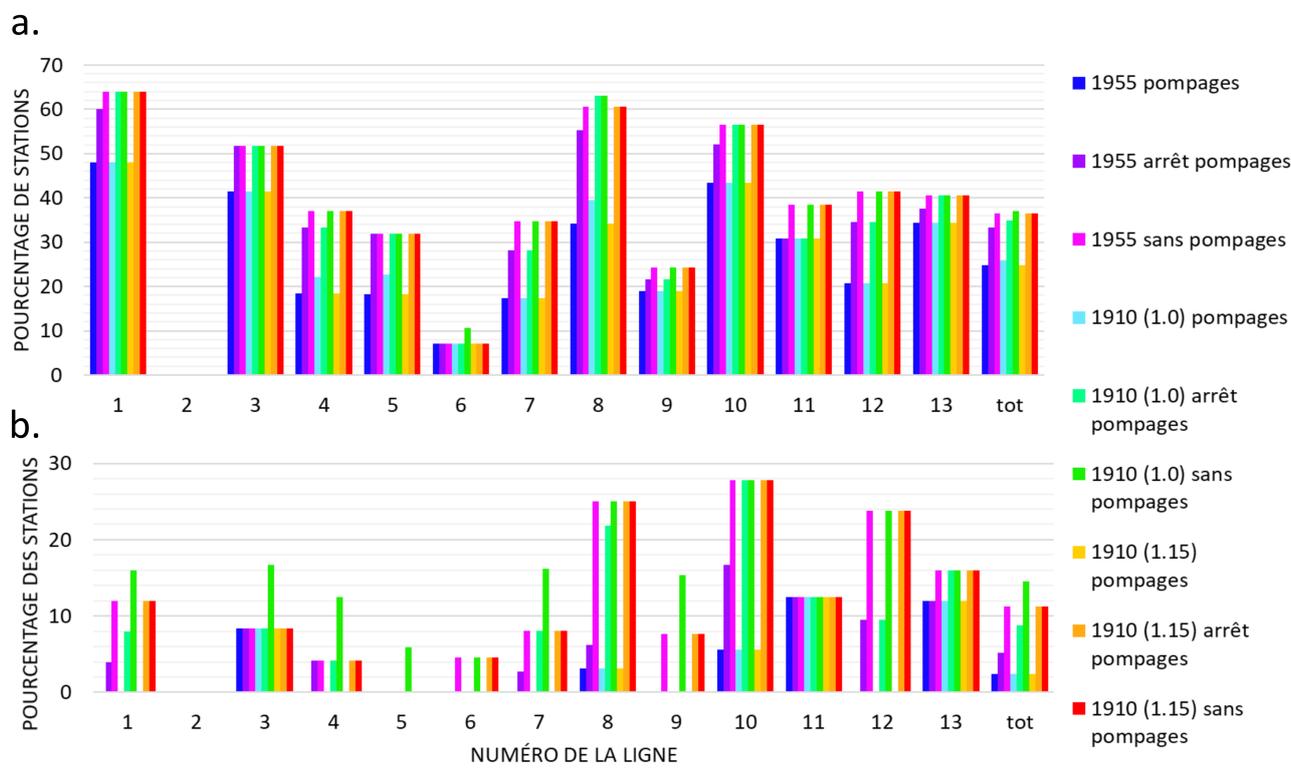


FIGURE 9.6 – Pourcentages de stations touchées par des venues d'eau (a) ou situées sous le niveau de nappe (b) lors des différents scénarios modélisés pour chaque ligne de métro ainsi que pour l'ensemble du réseau.

Une représentation du pourcentage de stations impactées par ligne de métro et sur l'ensemble du réseau est fournie sur la figure 9.6. Un quart du total du réseau du métro apparaît affecté par des venues d'eau pour tous les scénarios. À l'inverse, 62% des stations ne sont jamais affectées par les remontées de nappes. Ces stations se situent principalement sur les périphéries de la plaine alluviale de la Seine ou bien sur les zones de plateau (Fig.9.5.a). Le nombre total de stations impactées diffère peu en fonction du scénario de crue envisagé. En revanche, l'action de pompage permet une réduction de près de 10% du nombre total de stations touchées par les venues d'eau. La vulnérabilité des stations de métro aux remontées de nappe est très contrastée en fonction des lignes de métro. Les lignes 2 et 6, en partie aériennes, sont les moins impactées, tandis que 60 % des lignes 1, 8 et 10 peuvent être concernées par des venues d'eau lors des scénarios d'absence ou d'arrêt de pompage. Les cas d'immersion complète

### 9.3. IMPACT DES REMONTÉES DE NAPPE SUR LES INFRASTRUCTURES

---

des stations de métro sont beaucoup moins fréquents que les cas de simples venues d'eau. En effet, seuls 2% du total des stations sont affectés par ce degré de remontée de nappe dans tous les scénarios représentés. Ces stations se situent sur les bouts des lignes 13, 3 et 8, en dehors de la zone d'action des pompages du centre de Paris. Ce pourcentage est fortement influencé par l'absence ou la présence de pompage, car il s'élève à près de 10% pour les scénarios intégrant un arrêt ou une absence de pompage (Fig.9.6.b). Les stations les plus impactées lors de ces scénarios se situent au centre de Paris sur les lignes 6, 7, 8, 9, 10 et 12 (Fig.9.6.b) À l'exception des stations situées dans les départements de petite couronne et à proximité de la Seine, l'action des pompages permet de préserver la quasi-totalité du réseau du métro.

## 9.4 Points clés

- Les résultats de modélisation en matière de débordement de nappe sont en cohérence avec les emprises d'inondation connues (PHEC). Les principales zones de débordement de nappe sont associées aux zones de débordement des cours d'eau. Les anciennes portions de réseau hydrographique comme l'ancien méandre de la Seine au niveau de la gare St-Lazare, et la vallée de la Vieille Mer constituent des zones préférentielles pour les débordements de nappe.
- Le maintien des pompages durant les périodes de crue permet de préserver la quasi-totalité des infrastructures au centre de Paris.
- En cas de défaillance ou d'absence de pompage, les sous-sols du centre de Paris sont menacés par les remontées de nappe
- Le métro parisien est vulnérable aux remontées de nappe, y compris en cas de maintien des pompages.
- L'exploitation des résultats de modélisation ouvre des possibilités de caractérisation supplémentaire de la vulnérabilité des réseaux critiques, en croisant ces résultats avec des données géolocalisées décrivant ces réseaux.

# Conclusion et perspectives

Dans l'optique de mieux comprendre les impacts des crues majeures, le fonctionnement hydrogéologique de l'hydrosystème de Paris et de la petite couronne a été étudié. Cette thèse actualise et améliore les connaissances hydrogéologiques acquises par Prunier-Leparmentier (1988) et Lamé (2013) durant leurs travaux de thèse, et apportent de nouvelles interprétations sur les conséquences des crues. Ces travaux de recherche s'inscrivent dans le Programme d'actions de prévention des inondations de la Seine et de la Marne Franciliennes (PAPI SMF) porté par l'EPTB Seine Grands Lac et plus précisément dans l'action 1.1.5 de ce programme. Cette action se focalise sur l'étude de la propagation de l'onde de crue dans la nappe alluviale de la Seine en cas de crue dans l'agglomération parisienne. L'étude des processus hydrogéologiques mis en cause lors des crues a conduit à identifier les zones les plus vulnérables et à une meilleure caractérisation du risque d'inondation par remontées de nappe dans l'agglomération parisienne. Cette étude se base sur :

- les données synchrones acquises par les différents membres du comité de suivi de l'action 1.1.5 en octobre 2015, avril 2016, et juin 2016, rassemblées à l'occasion des travaux de cette thèse ;
- la carte géologique de Paris (Soyer, 1953a) ;
- le modèle hydrogéologique de Paris (Lamé, 2013) ;
- le modèle géologique tridimensionnel du Tertiaire du Bassin Parisien (BRGM and DRIEE, 2014) ;
- la base de données SONGE (Société du Grand Paris, 2019).

Les principaux résultats de ces travaux de thèse sont : (1) l'élaboration d'une méthode cartographique innovante et générique de la nappe phréatique dans un environnement alluvial urbanisé (Maillot et al., 2019) ; (2) la caractérisation du fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne à l'aide

de cartes piézométriques établies pendant cette étude et de l'analyse des chroniques piézométriques (1980 – 2018); (3) l'amélioration de la plateforme de modélisation CaWaQS par l'incorporation de la conceptualisation de la nappe libre et de la stratification des paramètres physiques d'une couche aquifère; (4) le développement du premier modèle hydrogéologique couvrant Paris et la petite couronne appliqué en régime transitoire; (5) l'optimisation des paramètres physiques en tenant compte des valeurs de la base de données SONGE; (6) la quantification de l'amplitude des remontées de nappe par la simulation de scénarios variés de crues et de pompages.

## **Développement d'outils numériques**

Les résultats présentés dans cette thèse résultent de l'application de méthodes de cartographie et de modélisation de l'hydrogéologie de l'agglomération parisienne. Ces méthodes ont été développées durant cette thèse.

### **Développement d'une méthode innovante de cartographie de la piézométrie adaptée au contexte urbain**

La méthode de cartographie développée pendant ces travaux de thèse intègre les informations apportées par la connaissance des emplacements et de la profondeur des puits secs, ainsi qu'une estimation de l'état de connexion du système nappe-rivière. Dans cette méthodologie, il est considéré que l'état de déconnexion est uniquement lié à l'épaisseur de la zone non saturée entre le lit de la rivière et la surface piézométrique, ce qui constitue une grande simplification. Le système nappe-rivière est déconnecté lorsque cette épaisseur est supérieure à une valeur seuil de déconnexion. Cette valeur seuil a été déterminée grâce à l'exploitation des chroniques de longue durée du niveau piézométrique à proximité du cours d'eau. La méthodologie est appliquée à l'agglomération parisienne, et les cartes produites par cette méthodologie ont été approuvées par les opérateurs locaux au vue de leur expertise propre, ce qui confirme sa robustesse.

## **Pistes d'amélioration et perspectives**

L'application d'une valeur seuil de déconnexion homogène le long du réseau hydrographique ne tient pas compte des hétérogénéités de la nature du lit du cours d'eau. Des connaissances plus fines concernant la nature du lit du cours d'eau, ainsi qu'une meilleure distribution des piézomètres le long du cours d'eau, permettraient de spatialiser la valeur seuil, ce qui n'a pas pu être fait à ce stade. De plus, cette méthode considère que le système nappe-rivière est connecté lorsqu'une corrélation existe entre la hauteur d'eau de la rivière et le niveau piézométrique. Dans le cas contraire, le système est considéré comme déconnecté. L'état de transition du système nappe-rivière n'est pas considéré par cette méthodologie, car la fréquence d'acquisition des données est trop faible pour pouvoir le caractériser. L'augmentation de la fréquence d'acquisition et de la densité de piézomètres permettrait de construire des modèles numériques encore plus fins à base physique intégrant l'équation de Richards (1931). Des lois définissant l'état de connexion du système nappe-rivière en fonction de la différence de charge entre la rivière et l'aquifère remplaceraient alors la valeur seuil de déconnexion.

Cette méthodologie de cartographie couplée à un réseau de suivi haute fréquence du niveau piézométrique et de la hauteur d'eau en rivière ouvre la voie à la production de cartes piézométriques qui pourrait nourrir un système de vigilance voire d'alerte des crues. Certaines étapes de cette méthodologie ne sont pas automatisables actuellement, car elles demandent le jugement d'un expert. L'assimilation de données ou le « deep learning » pourrait permettre l'automatisation de ces étapes dans les cas où la longueur des chroniques piézométriques et leur fréquence d'acquisition ainsi que la distribution spatiale des points d'observation seraient satisfaisantes.

## **Amélioration de la plateforme CaWaQS**

Afin de pouvoir simuler les écoulements dans les aquifères superficiels de l'agglomération parisienne, différents processus ont été pris en compte dont (1) la stratification des paramètres hydrodynamiques au sein de l'aquifère superficiel et (2) les écoulements en nappe libre. La stratification est prise en compte en calculant une transmissivité équivalente. Les écoulements en nappe libre sont conceptualisés en faisant varier la transmissivité et la porosité de drainage en fonction de la charge hydraulique. Les couches géologiques situées au-dessus de la surface piézométrique sont alors considérées comme ayant

une perméabilité nulle. La transmissivité est ensuite calculée par le rapport entre la perméabilité équivalente et l'épaisseur mouillée dépendant de la charge hydraulique. Cette conceptualisation a été validée en utilisant la solution analytique de la nappe libre.

## **Développement du modèle de l'hydrosystème de Paris et de la petite couronne (PPC)**

Le modèle hydrogéologique de l'aquifère superficiel de Paris et de la petite couronne (PPC) est construit et exploité dans le but d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrogéologique et de quantifier les dynamiques de remontées de nappe pour différents scénarios de crue et de pompage. Le modèle de l'hydrosystème PPC a été construit en se basant sur la méthodologie des modèles emboîtés. Cette méthodologie permet de garantir la cohérence des flux au sein de l'hydrosystème entre un modèle régional et un modèle local. Les flux aux interfaces des deux modèles sont égaux. Ainsi les conditions aux limites du modèle PPC sont extraites des flux du modèle de la Seine.

La géométrie de l'aquifère superficiel du modèle PPC (épaisseur totale et stratification de l'aquifère) intègre des données issues de diverses sources, spatialisées (modèles géologiques du Tertiaire du Bassin de Paris et modèle hydrogéologique de Lamé 2013) ou ponctuelles (mesures issues de la BDSONGE et de la BSS). Une méthodologie d'interpolation spécifique à la diversité de ces données est employée. Elle se base sur le krigeage des données ponctuelles en employant les données spatialisées comme dérive externe.

L'optimisation des paramètres hydrodynamiques du modèle hydrogéologique PPC est ensuite menée en deux étapes à partir de la modélisation de basses eaux en régime permanent, et de la modélisation de la crue de juin 2016. Les paramètres obtenus par l'optimisation sont en accord avec les données existantes sur l'agglomération parisienne dont celles issues de la BDSONGE. Ces travaux de thèse ont ainsi permis l'élaboration du premier modèle hydrogéologique couvrant l'agglomération parisienne dans sa globalité.

## Pistes d'amélioration

Afin d'améliorer l'optimisation du modèle, une base de données géolocalisée des paramètres hydrodynamiques sur le principe de fonctionnement de la BD SONGE (Société du Grand Paris, 2019) couvrant Paris et les départements de petite couronne doit être mise en place. Les données potentiellement disponibles sont très nombreuses si l'on considère la totalité des études géotechniques menées au cours de l'histoire de l'urbanisation de l'agglomération parisienne. Ces données ont fait l'objet de travaux antérieurs de synthèse (Soyer 1953b; Diffre 1969; Mégniën 1980; Filliat 1981; Prunier-Leparmentier 1988; Lamé 2013). Cependant, elles ne sont pas toujours géolocalisées et ne sont pas mutualisées dans une base de données commune accessible, à l'échelle de l'agglomération parisienne.

La constitution d'une telle base de données permettrait de prendre en compte plusieurs problématiques concernant les méthodes à employer afin de spatialiser les paramètres hydrodynamiques tels que la perméabilité, la porosité, le coefficient d'emmagasinement et la conductance :

- une stratégie de changement d'échelle est requise pour intégrer ce jeu de données sur chaque maille du modèle hydrogéologique, en tenant compte du degré d'hétérogénéité équivalent à chaque maille (de Marsily et al., 2005). En agglomération parisienne, les hétérogénéités de dimensions inférieures aux mailles du modèle sont typiquement représentées par les structures souterraines occupant le sous-sol.
- une stratégie d'interpolation des paramètres entre les mesures doit être appliquée. Une réflexion doit alors être menée sur la pertinence de la méthode employée parmi une variété importante d'approches possibles (Koltermann and Gorelick, 1996). L'intégration du degré d'hétérogénéité dans l'interpolation des paramètres hydrodynamiques empêche l'utilisation des interpolateurs linéaires usuels (krigeage, IDW, régression polynomiale...). Les hétérogénéités présentant des dimensions spatiales supérieures à la résolution du modèle hydrogéologique (50 m) sont en majorité représentées par les hétérogénéités sédimentaires (remblais et alluvions).

Les conditions aux limites employées dans le modèle hydrogéologique représentent à la fois des flux résultants de processus régionaux (flux imposés aux bordures, et niveau d'eau en rivière), ainsi que des flux locaux (prélèvements par pompage). Ces derniers sont actuellement estimés en fonction des informations sur les prélèvements de pompage annuels, et intégrés de manière constante au sein

du modèle. Le suivi journalier des prélèvements hors période de crue, et en période de crue, appliqués aux limites du modèle permettraient de respecter davantage les dynamiques réelles du fonctionnement hydrogéologique.

La méthode des modèles emboîtés utilisée consiste à extraire les flux simulés avec le modèle régional du bassin de la Seine (Labarthe, 2016) au droit des bordures du modèle local, afin de les imposer sous forme de conditions aux limites de ce dernier. Pour considérer la rétroaction de la modélisation locale et la modélisation régionale, un couplage direct entre les deux modélisations devrait être réalisé. De plus, ce calcul simultané de l'hydrogéologie locale et régionale permettrait de considérer les variations saisonnières et interannuelles. Cette piste d'amélioration est également applicable pour la condition aux limites imposée en rivière, calculée par la modélisation hydraulique (Setec Hydratec, 2002-2019). L'intégration de la modélisation hydrogéologique de l'agglomération dans une chaîne de modélisation comprenant l'hydrogéologie régionale et l'hydraulique permettrait d'augmenter la précision de la modélisation.

## **Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne**

Au sein de la plaine alluviale, les variations du niveau piézométrique sont majoritairement contrôlées par l'évolution du niveau d'eau en rivière et des pompages. Les eaux d'exhaure sont retirées du système hydrogéologique de l'agglomération parisienne et rejetées dans le réseau d'assainissement ou en Seine, induisant le rabattement de la nappe. Le niveau d'eau en rivière conditionne les niveaux piézométriques en fonction du contexte hydrologique (basses eaux, hautes eaux, crue). Les cartes piézométriques d'octobre 2015 et lors des crues de juin 2016 et janvier 2018 ont permis de caractériser le fonctionnement hydrogéologique de l'agglomération parisienne. Les données utilisées pour construire ces cartes ont été récoltées à l'occasion de campagnes de relevés synchrones organisées dans le cadre de l'action 1.1.5 du PAPI SMF. Cette caractérisation spatiale est complétée par une analyse des séries temporelles de mesures du niveau piézométrique à l'issue de laquelle les états de connexion nappe-rivière sont estimés par tronçon.

## **Fonctionnement hydrogéologique en période de basses eaux**

Pendant les périodes de basses eaux, un débit minimum de l'ordre de  $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  est maintenu du fait de l'action des barrages-réservoirs gérés par l'EPTB Seine Grands Lacs, et la hauteur d'eau est également relevée par l'action des barrages de navigation exploités par VNF (Voies Navigables de France). Durant ces périodes, le niveau d'eau en rivière est donc artificiellement stabilisé à une cote située aux alentours de 27 m NGF, avec des variations journalières d'une amplitude maximum inférieure à 20 cm. Cette stabilité hydraulique est accompagnée par l'action de pompages permanents en nappe centrés sur Paris intramuros, et dont le débit moyen est estimé à  $28 \text{ Mm}^3$  par an. Ces pompages permanents ont principalement pour but de protéger les infrastructures souterraines des remontées de nappe, et servent également à alimenter différents usages industriels. Plusieurs tronçons de la Seine au centre de Paris apparaissent déconnectés dans les zones présentant une concomitance entre un niveau piézométrique fortement rabattu par l'action des pompages permanents et le niveau d'eau en rivière maintenu à 27 m NGF.

## **Fonctionnement hydrogéologique en temps de crue**

En période de crue, la hauteur d'eau de la Seine n'est que partiellement régulée par l'action des barrages-réservoirs, et l'effet des barrages de navigation est totalement effacé. Les crues de la Seine à Paris présentent des durées variables, allant de 3 semaines (crue de mai juin 2016) à 3 mois (crue de janvier 1910). Les crues considérées comme majeures provoquent une augmentation significative de la hauteur d'eau, plusieurs mètres au-dessus du niveau de retenue normale. Ce rehaussement a ainsi atteint 8,62 m pendant la crue de janvier 1910. Lors des épisodes de crue, des pompages supplémentaires sont activés de manière préventive, abaissant encore davantage le niveau de nappe par rapport aux périodes de basses eaux, ceci dans le but de préserver les infrastructures souterraines contre l'effet des remontées de nappe. Le débit de pompage supplémentaire en période de crue est estimé pour la simulation de la crue de juin 2016 à  $1,4 \text{ Mm}^3$  durant 3 semaines. L'effet de ces pompages supplémentaires est mis en évidence sur les cartes piézométriques de juin 2016 et de janvier 2018 par l'observation d'un niveau piézométrique au centre de Paris inférieur à celui observé au même endroit en période de basses eaux (octobre 2015).

Au centre de Paris, la nappe et la rivière sont déconnectées hors période de crue et par conséquent, l'augmentation de la hauteur d'eau en rivière n'a localement pas d'effet direct sur le niveau piézométrique. Progressivement, l'augmentation du niveau piézométrique liée à l'augmentation de l'infiltration sous les tronçons connectés se propage vers les tronçons initialement déconnectés. C'est pourquoi la Seine est reconnectée à la nappe au centre de Paris en temps de crue. Dans les zones non protégées par les pompages (principalement dans les départements de petite couronne), la nappe et la rivière restent constamment connectées. L'élévation de la ligne d'eau se traduit par une augmentation du débit d'infiltration (proportionnelle à l'amplitude de la crue) depuis la rivière vers la nappe, suivie par une augmentation du niveau piézométrique. Cette augmentation a été observée au voisinage du cours d'eau lors des crues de mai-juin 2016 et de janvier 2018.

La propagation de l'onde de crue au sein de la nappe alluviale est quantifiée grâce à la modélisation. La vitesse latérale de propagation modélisée est comprise entre 1 km/jour dans le Val de Marne et 0,6 km/jour en Seine-Saint-Denis. L'amplitude des remontées de nappe dépend principalement de l'amplitude de la crue, mais peut être atténuée dans les zones présentant une faible épaisseur d'alluvions. Les structures souterraines au sein de la plaine alluviale sont plus ou moins vulnérables aux remontées de nappe suivant le contexte de pompages et l'amplitude de la crue. Selon les résultats de modélisation d'une crue de type 1910, l'action des pompages en temps de crue protège la majorité des structures souterraines jusqu'au second niveau de sous-sol, et le réseau du métro n'est que partiellement affecté par les venues d'eau. En dehors de la zone d'influence des pompages, la majorité des structures souterraines est vulnérable aux remontées de nappe dès le premier niveau de sous-sol, et les gares de métro non protégées par les pompages peuvent également être affectées par les remontées de nappe. Les zones affectées par l'ancien lit des cours d'eau abandonnés (quartier de la gare Saint-Lazare, Bonneuil-sur-Marne, Lac de Créteil et vallée de la Vieille Mer) sont particulièrement vulnérables aux remontées de nappe.

## **Perspectives générales**

L'interprétation des résultats de cette thèse apporte les éléments nécessaires à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère superficiel de l'agglomération parisienne en période

de crue. Dans un objectif de gestion du risque inondation par remontée de nappe, la compréhension des processus constitue la première étape. Pour apporter une véritable aide opérationnelle aux gestionnaires de crise appelés à gérer un épisode de crue, il faudrait envisager une caractérisation des remontées de nappe en temps réel, ainsi que la prévision des niveaux piézométriques à partir des prévisions hydrauliques.

Le réseau de suivi du niveau piézométrique actuel pourrait être amélioré en ajoutant des points de mesure dans certaines zones présentant une densité trop faible de piézomètres. Cette amélioration peut également être complétée par l'équipement d'un système automatisé de télérelève du niveau piézométrique, et par une mutualisation des données entre les acteurs de l'hydrogéologie de l'agglomération parisienne.

La finalité des outils informatiques développés dans cette thèse est d'améliorer la gestion de crise. L'alimentation automatisée de la méthode de cartographie par des mesures piézométriques en temps réel permettrait de fournir des cartes piézométriques à un pas de temps infra journalier. L'utilisation d'un dispositif de suivi du niveau piézométrique suffisamment développé est en effet indispensable pour pouvoir optimiser au maximum les outils de cartographie et de modélisation développés au cours de cette thèse. De plus, une liaison automatisée entre les résultats de modélisation hydraulique avec les conditions aux limites d'entrées du modèle hydrogéologique permettrait de prévoir les dynamiques de remontées de nappe par la modélisation.



# Bibliographie

- Abderrahman, W.A., 2006. Water Management in ArRiyadh. *International Journal of Water Resources Development* 22, 277–289. doi :10.1080/07900620600654785.
- Adhikary, P.P., Dash, C.J., 2017. Comparison of deterministic and stochastic methods to predict spatial variation of groundwater depth. *Applied Water Science* 7, 339–348. doi :10.1007/s13201-014-0249-8.
- Ahmadi, S.H., Sedghamiz, A., 2007. Geostatistical analysis of spatial and temporal variations of groundwater level. *Environmental Monitoring and Assessment* 129, 277–294. doi :10.1007/s10661-006-9361-z.
- Al-Sefry, S.A., Şen, Z., 2006. Groundwater Rise Problem and Risk Evaluation in Major Cities of Arid Lands – Jeddah Case in Kingdom of Saudi Arabia. *Water Resources Management* 20, 91–108. doi :10.1007/s11269-006-4636-2.
- Attard, G., 2017. Impacts des ouvrages souterrains sur l'eau souterraine urbaine : Application à l'agglomération lyonnaise. Ph.D. thesis. Université de Lyon. Dirigée par Eisenlohr, Laurent et Winiarski, Thierry Environnement Lyon 2017.
- Attard, G., Winiarski, T., Rossier, Y., Eisenlohr, L., 2016. Review : Impact of underground structures on the flow of urban groundwater. *Hydrogeology Journal* 24, 5–19. doi :10.1007/s10040-015-1317-3.
- Babinet, H., 1955. La crue de la Seine de janvier 1955. *La Houille Blanche* , 293–300doi :10.1051/lhb/1955005.
- Belgrand, E., 1872. *La Seine : études hydrologiques*. Dunod.
- Bendjoudi, H., Weng, P., Guérin, R., Pastre, J., 2002. Riparian wetlands of the middle reach of the Seine river (France) : historical development, investigation and present hydrologic functioning. A case study. *Journal of Hydrology* 263, 131 – 155. doi :[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00056-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00056-2).

- Besbes, M., 1978. L'estimation des apports aux nappes souterraines. Ph.D. thesis. Université Paris VI. Paris. 400 pp.
- Bhat, S., Motz, L.H., Pathak, C., Kuebler, L., 2014. Geostatistics-based groundwater-level monitoring network design and its application to the Upper Floridan aquifer, USA. *Environmental Monitoring and Assessment* 187, 4183. doi :10.1007/s10661-014-4183-x.
- Billen, G., Garnier, J., Mouchel, J.M., Silvestre, M., 2007. The Seine system : Introduction to a multidisciplinary approach of the functioning of a regional river system. *Science of The Total Environment* 375, 1 – 12. doi :<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.12.001>. Human activity and material fluxes in a regional river basin : the Seine River watershed.
- Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., Perdigão, R.A.P., Merz, B., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilibashi, A., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G.B., Claps, P., Fiala, K., Frolova, N., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., Kiss, A., Kjeldsen, T.R., Kohnová, S., Koskela, J.J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Rogger, M., Salinas, J.L., Sauquet, E., Šraj, M., Szolgay, J., Viglione, A., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., Živković, N., 2017. Changing climate shifts timing of European floods. *Science* 357, 588–590.
- Boisson, A., Chabart, M., 2017. Remontées de nappe à l'échelle de l'agglomération du Grand Troyes – État des lieux des connaissances et proposition de réseau piézométrique. Technical Report. BRGM. BRGM/RP-66771-FR.
- Bresciani, E., Cranswick, R.H., Banks, E.W., Batlle-Aguilar, J., Cook, P.G., Batelaan, O., 2018. Using hydraulic head, chloride and electrical conductivity data to distinguish between mountain-front and mountain-block recharge to basin aquifers. *Hydrology and Earth System Sciences* 22, 1629–1648. doi :10.5194/hess-22-1629-2018.
- Bresciani, E., Goderniaux, P., Batelaan, O., 2016. Hydrogeological controls of water table-land surface interactions. *Geophysical Research Letters* 43, 9653–9661.
- BRGM, 2007. Indice de Développement et de Persistance des Réseaux (IDPR) .
- BRGM, DRIEE, 2014. Modèle tridimensionnel du Tertiaire du Bassin de Paris .
- Brunner, P., Cook, P.G., Simmons, C.T., 2009. Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater. *Water Resources Research* 45, n/a–n/a. doi :10.1029/2008WR006953.w01422.
- Brunner, P., Cook, P.G., Simmons, C.T., 2011. Disconnected Surface Water and Groundwater : From Theory to Practice. *Groundwater* 49, 460–467. doi :10.1111/j.1745-6584.2010.00752.x.

- Buchanan, S., Triantafyllis, J., 2009. Mapping water table depth using geophysical and environmental variables. *Ground Water* 47, 80–96. doi :10.1111/j.1745-6584.2008.00490.x.
- Cardenas, M.B., Wilson, J.L., Zlotnik, V.A., 2004. Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resources Research* 40.
- CARTHAGE, 2012. Base de données sur la cartographie thématique des agences de l'eau et du ministère de l'environnement : Référentiel national homogène vectorisé des milieux aquatiques superficiels (cours d'eau, plans d'eau, etc.). Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN) .
- CCR Caisse Centrale de Réassurance, 2018. Retour sur les inondations de janvier et février 2018 - Modélisation des dommages et évaluation des actions de prévention. Service R&D modélisation .
- CEPRI, 2016. Le territoire et ses réseaux techniques face au risque d'inondation. 88 p. Centre Européen de Prévention du Risque Inondation.
- Chen, S., Garambois, P.A., Finaud-Guyot, P., Dellinger, G., Mosé, R., Terfous, A., Ghenaim, A., 2018. Variance based sensitivity analysis of 1d and 2d hydraulic models : An experimental urban flood case. *Environmental Modelling & Software* 109, 167 – 181. doi :<https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2018.08.008>.
- Chilès, J.P., Delfiner, P., 1999. *GEOSTATISTICS Modeling Spatial Uncertainty*. Wiley series in probability and statistics, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Chung, J.w., Rogers, J.D., 2012. Interpolations of groundwater table elevation in dissected uplands. *Groundwater* 50, 598–607. doi :10.1111/j.1745-6584.2011.00889.x.
- Cloutier, C.A., Buffin-Bélanger, T., Larocque, M., 2014. Controls of groundwater floodwave propagation in a gravelly floodplain. *Journal of Hydrology* 511, 423 –431.
- Cobby, D., Morris, S., Parkes, A., Robinson, V., 2009. Groundwater flood risk management : advances towards meeting the requirements of the EU floods directive. *Journal of Flood Risk Management* 2, 111–119. doi :10.1111/j.1753-318X.2009.01025.x.
- Cojean, R., Deffontaines, B., Ledoux, E., Combes, P., Deveughèle, M., Diarrassouba, D., Fruneau, B., Goblet, P., Kaveh, F., Levassor, A., Magalhaes, S., Salim, S., Zokimila, P., 2009. HYDROGEOBAT : Impacts géologiques et géotechniques des mouvements de nappes phréatiques sur le bâti : analyse, mesure, simulation, prévention. Rapport final. Technical Report. 285 p.
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V., Böhner, J., 2015. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development* 8, 1991–2007. doi :10.5194/gmd-8-1991-2015.

- Copernicus Land Monitoring Service, 2012. Urban Atlas. European Environment Agency .
- CORINE Land Cover, 2006. Occupation des sols en France. European Environment Agency .
- Cousquer, Y., 2017. Stream-aquifer interaction modeling at median-scale : conceptualization, calibration, simulation. Thèse de doctorat. Université Bordeaux Montaigne.
- Cressie, N., 1990. The origins of kriging. *Mathematical Geology* 22, 239–252. doi :10.1007/BF00889887.
- Dafflon, B., Irving, J., Holliger, K., 2008. Use of high-resolution geophysical data to characterize heterogeneous aquifers : Influence of data integration method on hydrological predictions. *Water Resources Research* 45, W09407. doi :10.1029/2008WR007646.
- Dagan, G., 1982. Stochastic modeling of groundwater flow by unconditional and conditional probabilities : 1. conditional simulation and the direct problem. *Water Resources Research* 18, 813–833. doi :10.1029/WR018i004p00813, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/WR018i004p00813>.
- Dassargues, A., 1997. Groundwater modelling to predict the impact of a tunnel on the behaviour of a water table aquifer in urban conditions, in : *Groundwater in the Urban Environment : Problems, Processes and Management*, Proc. of XXVII IAH Congress, Balkema, Rotterdam. pp. 225–230.
- de Marsily, G., 1981. *Hydrogéologie quantitative*. Masson.
- de Marsily, G., Delay, F., Gonçalves, J., Renard, P., Teles, V., Violette, S., 2005. Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeology Journal* 13, 161–183.
- de Marsily, G., Ledoux, E., Levassor, A., Poitrinal, D., Salem, A., 1978. Modelling of large multilayered aquifer systems : Theory and applications. *Journal of Hydrology* 36, 1 – 33. doi :10.1016/0022-1694(78)90034-3.
- Delesse, A.E.O.J., 1862. Carte hydrologique du Département de la Seine.
- Desassis, N., Renard, D., 2013. Automatic variogram modeling by iterative least squares : Univariate and multivariate cases. *Mathematical Geosciences* 45, 453–470. doi :10.1007/s11004-012-9434-1.
- Desbarats, A., Logan, C., Hinton, M., Sharpe, D., 2002. On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model. *Journal of Hydrology* 255, 25 – 38. doi :[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00504-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00504-2).
- Deveughèle, M., Zokimila, P., Cojean, R., 2010. Impact d’une galerie étanche peu profonde sur l’écoulement d’une nappe. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 69, 143–152. doi :10.1007/s10064-009-0226-x.

- Diffre, P., 1969. Géologie dynamique. Hydrologie de Paris et de sa banlieue. Thèse de doctorat. Faculté des sciences de l'université de Paris.
- Dillon, P.J., Liggett, J.A., 1983. An ephemeral stream-aquifer interaction model. *Water Resources Research* 19, 621–626. doi :10.1029/WR019i003p00621.
- Doherty, J., Brebber, L., Whyte, P., 1994. Pest : Model-independent parameter estimation. *Watermark Computing, Corinda, Australia* 122, 336.
- Doherty, J.E., Hunt, R.J., 2010. Approaches to highly parameterized inversion : a guide to using PEST for groundwater-model calibration. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Dooge, J.C., 1968. The hydrologic cycle as a closed system. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin* 13, 58–68. doi :10.1080/02626666809493568.
- Dunne, T., 1978. Field studies of hillslope flow processes. *Hillslope hydrology* , 227–293.
- Emadi, M., Baghernejad, M., 2014. Comparison of spatial interpolation techniques for mapping soil ph and salinity in agricultural coastal areas, northern iran. *Archives of Agronomy and Soil Science* 60, 1315–1327. doi :10.1080/03650340.2014.880837.
- EPTB - Seine Grands Lacs, 2014. Programme d'actions de Prévention des Inondations de la Seine et de la Marne Franciliennes (PAPI) - Synthèse.
- EPTB - Seine Grands Lacs, 2017a. Bulletin mensuel des lacs-réservoirs.
- EPTB - Seine Grands Lacs, 2017b. Programme d'actions de Prévention des Inondations de la Seine et de la Marne Franciliennes (PAPI) - Synthèse.
- Even, S., 1995. Modélisation d'un écosystème fluvial : la Seine - le modèle PROSE. Thèse de doctorat. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Faytre, L., 2010. Zones inondables : des enjeux toujours plus importants en Ile-de-France. Note Rapide n°518 , 1–6[En ligne].
- Filliat, G., 1981. La pratique des sols et fondations.
- Fleckenstein, Jan, H., Fogg, G., 2008. Efficient upscaling of hydraulic conductivity in heterogeneous alluvial aquifers. *Hydrogeology Journal* 16, 1239–1250.
- Flipo, N., 2005. Modélisation intégrée des transferts d'azote dans les aquifères et les rivières : application au bassin du grand morin. Thèse de doctorat. École des mines de Paris, UPMC. Hydrologie et hydrogéologie quantitatives.

- Flipo, N., 2013. Continental hydrosystem modelling for sustainable management of water resources. Habilitation à diriger des recherches. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Flipo, N., Jeannée, N., Poulin, M., Even, S., Ledoux, E., 2007. Assessment of nitrate pollution in the Grand Morin aquifers (France) : combined use of geostatistics and physically-based modeling. *EPOL* 146, 241–256. doi :10.1016/j.envpol.2006.03.056.
- Flipo, N., Kurtulus, B., 2011. GEO-ANFIS : Application to piezometric head interpolation in unconfined aquifer unit, in : Proceedings of FUZZYSS'11, p. 6p.
- Flipo, N., Mouhri, A., Labarthe, B., Biancamaria, S., Rivière, A., Weill, P., 2014. Continental hydro-system modelling : the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 3121–3149. doi :10.5194/hess-18-3121-2014.
- Flügel, W.A., 1995. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River bröl, Germany. *Hydrological Processes* 9, 423–436. doi :10.1002/hyp.3360090313.
- Fox, G.A., Durnford, D.S., 2003. Unsaturated hyporheic zone flow in stream/aquifer conjunctive systems. *Advances in Water Resources* 26, 989 – 1000. doi :[https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(03\)00087-3](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(03)00087-3). modeling Hyporheic Zone Processes.
- Freulon, X., de Fouquet, C., 1993. Conditioning a Gaussian model with inequalities. Springer Netherlands, Dordrecht. pp. 201–212. doi :10.1007/978-94-011-1739-5\_17.
- Gallois, N., Viennot, P., 2018. Modélisation de la pollution diffuse d'origine agricole des grands aquifères du bassin Seine-Normandie : Actualisation des modélisations couplées STICS-MODCOU - Modélisation de scénarios agricoles sous changement climatique - Préparation de l'état des lieux AESN 2019. Research Report R221018NGAL. ARMINES.
- Gambolati, G., Volpi, G., 1979. A conceptual deterministic analysis of the kriging technique in hydrology. *Water Resources Research* 15, 625–629. doi :10.1029/WR015i003p00625, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/WR015i003p00625>.
- García-Gil, A., Vázquez-Suñé, E., Ángel Sánchez-Navarro, J., Lázaro, J.M., Alcaraz, M., 2015. The propagation of complex flood-induced head wavefronts through a heterogeneous alluvial aquifer and its applicability in groundwater flood risk management. *Journal of Hydrology* 527, 402 – 419.
- Geman, S., Geman, D., 1984. Stochastic relaxation, gibbs distributions, and the bayesian restoration of images. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 6, 721–741.
- George, D.J., 1992. Rising groundwater : a problem of development in some urban areas of the Middle East. Springer Netherlands, Dordrecht. pp. 171–182. doi :10.1007/978-94-011-2310-5\_15.

- Gillham, R., 1984. The capillary fringe and its effect on water-table response. *Journal of Hydrology* 67, 307 – 324. doi :[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90248-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90248-8).
- Goovaerts, P., 1999. Geostatistics in soil science : state-of-the-art and perspectives. *Geoderma* 89, 1 – 45. doi :[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(98\)00078-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(98)00078-0).
- Gotkowitz, M.B., Attig, J.W., McDermott, T., 2014. Groundwater flood of a river terrace in southwest Wisconsin, USA. *Hydrogeology Journal* 22, 1421–1432. doi :[10.1007/s10040-014-1129-x](https://doi.org/10.1007/s10040-014-1129-x).
- Gribov, A., Krivoruchko, K., 2011. Local polynomials for data detrending and interpolation in the presence of barriers. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 25, 1057–1063. doi :[10.1007/s00477-011-0488-2](https://doi.org/10.1007/s00477-011-0488-2).
- Grimm, N.B., Faeth, S.H., Golubiewski, N.E., Redman, C.L., Wu, J., Bai, X., Briggs, J.M., 2008. Global change and the ecology of cities. *Science* 319, 756–760. doi :[10.1126/science.1150195](https://doi.org/10.1126/science.1150195).
- Grubb, S., 1993. Analytical model for estimation of steady-state capture zones of pumping wells in confined and unconfined aquifers. *Groundwater* 31, 27–32. doi :[10.1111/j.1745-6584.1993.tb00824.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1993.tb00824.x).
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J.P., Gaulier, J.M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Strat, P.L., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta* 13, 189–245. doi :[10.1080/09853111.2000.11105372](https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372), [arXiv:http://dx.doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372](https://arxiv.org/http://dx.doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372).
- Habets, F., Gascoïn, S., Korkmaz, S., Thiéry, D., Zribi, M., Amraoui, N., Carli, M., Ducharne, A., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., Ottlé, C., Viennot, P., 2010. Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 99–117. doi :[10.5194/hess-14-99-2010](https://doi.org/10.5194/hess-14-99-2010).
- Haitjema, H.M., Mitchell-Bruker, S., 2005. Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground Water* 43, 781–786. doi :[10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x).
- Hayashi, T., Tokunaga, T., Aichi, M., Shimada, J., Taniguchi, M., 2009. Effects of human activities and urbanization on groundwater environments : An example from the aquifer system of Tokyo and the surrounding area. *Science of The Total Environment* 407, 3165 – 3172. doi :<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.07.012>. human Impacts on Urban Subsurface Environments.
- Heeren, D.M., Miller, R.B., Fox, G.A., Storm, D.E., Halihan, T., Penn, C.J., 2010. Preferential flow effects on subsurface contaminant transport in alluvial floodplains. *American Society of Agricultural and Biological Engineers* 53, 127–136.

- Hentati, I., Triki, I., Trablesi, N., Zairi, M., 2016. Piezometry mapping accuracy based on elevation extracted from various spatial data sources. *Environmental Earth Sciences* 75, 802. doi :10.1007/s12665-016-5589-2.
- Hernández, M.A., González, N., 1997. Impact of rising piezometric levels on Greater Buenos Aires due to partial changing of water services infrastructure, in : *Groundwater in the urban environment. Proceedings of the XXVII IAH Congress on Groundwater in the Urban Environment*, Nottingham.
- Hoeksema, R.J., Clapp, R.B., Thomas, A.L., Hunley, A.E., Farrow, N.D., Dearstone, K.C., 1989. Cokriging model for estimation of water table elevation. *Water Resources Research* 25, 429–438. doi :10.1029/WR025i003p00429.
- Howard, A.D., Knutson, T.R., 1984. Sufficient conditions for river meandering : A simulation approach. *Water Resources Research* 20, 1659–1667.
- Hudson, G., Wackernagel, H., 1994. Mapping temperature using kriging with external drift : Theory and an example from Scotland. *International Journal of Climatology* 14, 77–91. doi :10.1002/joc.3370140107.
- Hunt, R.J., Luchette, J., Schreuder, W.A., Rumbaugh, J.O., Doherty, J., Tonkin, M.J., Rumbaugh, D.B., 2010. Using a cloud to replenish parched groundwater modeling efforts. *Groundwater* 48, 360–365. doi :10.1111/j.1745-6584.2010.00699.x.
- IGC - Ville de Paris et PSSIZ, 2006. Les eaux souterraines à paris. Fiche 1.5.1 .
- IGN, 2015. Bd alti version 2.0. tech. rep. institut géographique national.
- INRA, 1998. Base de données géographiques des Sols de France à l'échelle du 1/1 000 000. US Infosol Orléans .
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jazayeri, A., Werner, A.D., 2019. Boundary Condition Nomenclature Confusion in Groundwater Flow Modeling. *Groundwater* 57, 664–668. doi :10.1111/gwat.12893.
- Jones, M., 2007. Rising groundwater in central London. *Water and Sewerage Journal* 4, 35.
- Jordan, D.W., Pryor, W.A., 1992. Hierarchical levels of heterogeneity in a mississippi river meander belt and application to reservoir systems : geologic note (1). *AAPG Bulletin* 76, 1601–1624.
- Journel, A.G., 1986. Constrained interpolation and qualitative information—the soft kriging approach. *Mathematical Geology* 18, 269–286. doi :10.1007/BF00898032.

- Jung, M., Burt, T.P., Bates, P.D., 2004. Toward a conceptual model of floodplain water table response. *Water Resources Research* 40. doi :10.1029/2003WR002619. W12409.
- Kauark-Leite, L.A., 1990. Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole. Ph.D. thesis. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Dirigée par Hénin, Stéphane, Sciences appliquées, Marne-la-vallée.
- Keating, A., Mechler, R., Mochizuki, J., Kunreuther, H., Bayer, J., Hanger, S., McCallum, I., See, L., Williges, K., Hochrainer-Stigler, S., Egan, C., 2014. Operationalizing resilience against natural disaster risk : Opportunities, barriers, and a way forward.
- King, F.H., 1899. Principles and conditions of the movements of ground water. US Geological Survey 19th Annual Report Part 2, 59–294.
- Koltermann, C., E., Gorelick, S., M., 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits : A review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research* 32, 2617–2658.
- Kreibich, H., Thielen, A.H., 2008. Assessment of damage caused by high groundwater inundation. *Water Resources Research* 44. doi :10.1029/2007WR006621.
- Kummu, M., de Moel, H., Ward, P.J., Varis, O., 2011. How close do we live to water? a global analysis of population distance to freshwater bodies. *PLOS ONE* 6, 1–13. doi :10.1371/journal.pone.0020578.
- Kurtulus, B., Flipo, N., 2012. Hydraulic head interpolation using anfis - model selection and sensitivity analysis. *Computers & Geosciences* 38, 43 – 51. doi :<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.04.019>.
- Labarthe, B., 2016. Quantification des échanges nappe-rivière au sein de l'hydrosystème Seine par modélisation multi-échelle. Thèse de doctorat. Mines ParisTech, PSL Research University.
- Lamé, A., 2013. Modélisation hydrogéologique des aquifères de Paris et impacts des aménagements du sous-sol sur les écoulements souterrains. Thèse de doctorat. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Lamontagne, S., Taylor, A., Cook, P., Crosbie, R.S., Brownbill, R., Williams, R.M., Brunner, P., 2014. Field assessment of surface water groundwater connectivity in a semi-arid river basin (murray darling, australia). *Hydrological Processes* 28, 1561–1572. doi :10.1002/hyp.9691.
- Ledoux, E., 1980. Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements sur un bassin hydrologique. Thèse de doctorat. École des mines de Paris, UPMC.

- Lerner, D., Barrett, M., 1996. Urban groundwater issues in the United Kingdom. *Hydrogeology Journal* 4, 80–89. doi :10.1007/s100400050096.
- Lerner, D.N., 1990. Groundwater recharge in urban areas. *Atmospheric Environment. Part B. Urban Atmosphere* 24, 29 – 33. doi :10.1016/0957-1272(90)90006-G.
- Loague, K., VanderKwaak, J.E., 2004. Physics-based hydrologic response simulation : platinum bridge, 1958 edsel, or useful tool. *Hydrological Processes* 18, 2949–2956. doi :10.1002/hyp.5737.
- Lopez, S., 2003. Modélisation des réservoirs chenalisés méandriiformes : approche génétique et stochastique. Thèse de doctorat. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Géostatistiques.
- Lotfi, Z., Chancibault, K., Joannis, C., Andrieu, H., Chebbo, G., Azimi, S., Rocher, V., 2016. Fonctionnement du réseau d'assainissement à l'échelle de Paris et sa petite couronne. Technical Report. PIREN Seine - Phase VII.
- Macdonald, D., Bloomfield, J., Hughes, A., MacDonald, A., Adams, B., McKenzie, A., 2008. Improving the understanding of the risk from groundwater flooding in the UK, in : FLOODrisk 2008, European Conference on Flood Risk Management, CRC Press, The Netherlands.
- Macdonald, D., Dixon, A., Newell, A., Hallaways, A., 2012. Groundwater flooding within an urbanised flood plain. *Journal of Flood Risk Management* 5, 68–80. doi :10.1111/j.1753-318X.2011.01127.x.
- Machiwal, D., Jha, M.K., Singh, V.P., Mohan, C., 2018. Assessment and mapping of groundwater vulnerability to pollution : Current status and challenges. *Earth-Science Reviews* 185, 901 – 927. doi :<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.009>.
- Maillot, M., Flipo, N., Rivière, A., Desassis, N., Renard, D., Goblet, P., Vincent, M., 2019. Technical note : Water table mapping accounting for river-aquifer connectivity and human pressure. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 2019, 1–21. doi :10.5194/hess-2019-101.
- Maillot, M., Prunier-Leparmentier, A.M., Ventura-Mostacchi, S., Dumont, E., 2017. Suivi du niveau de la nappe alluviale en agglomération parisienne lors de l'épisode de crue de la seine et de la marne en juin 2016. EPTB Seine Grands lacs et IGC Paris , SEMINAIRE REX CRUES DES BASSINS MOYENS DE LA LOIRE ET DE LA SEINE 2016 – Session posters.
- Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics* 11, 431–441.
- Marti, R., Lepelletier, Th., 1997. L'hydrologie de la crue de 1910 et autres grandes crues du bassin de la Seine. *La Houille Blanche* , 33–39doi :10.1051/1hb/1997074.

- Matheron, G., 1955. Application des méthodes statistiques à l'évaluation des gisements, in : Annales des mines, pp. 50–75.
- Matheron, G., 1973. The intrinsic random functions and their applications. *Advances in Applied Probability* 5, 439–468. doi :10.2307/1425829.
- McCarthy, G.T., 1938. The unit hydrograph and flood routing, in : proceedings of Conference of North Atlantic Division, US Army Corps of Engineers, 1938, pp. 608–609.
- Mégnién, C., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris : Lexique des noms de formation. volume 3. BRGM.
- Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer Verlag, New York, 582 pp.
- Michalak, A.M., 2008. A gibbs sampler for inequality-constrained geostatistical interpolation and inverse modeling. *Water Resources Research* 44. doi :10.1029/2007WR006645, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007WR006645>.
- Moatty, A., Reghezza-Zitt, M., 2018. Infrastructures critiques, vulnérabilisation du territoire et résilience : assainissement et inondations majeures en Île-de-france. *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement* 18. doi :10.4000/vertigo.23554.
- Morris, B., Lawrence, A., Chilton, P., Adams, B., Calow, R., Klinck, B., 2003. Groundwater and its susceptibility to degradation : a global assessment of the problem and options for management. volume 03-3 of *Early warning and assessment report series*. United Nations Environment Programme.
- Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., de Fouquet, C., Bodet, L., Kurtulus, B., Tallec, G., Durand, V., Jost, A., Ansart, P., Goblet, P., 2013. Designing a multi-scale sampling system of stream-aquifer interfaces in a sedimentary basin. *Journal of Hydrology* 504, 194–206. doi :<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.036>.
- Mudd, G., Deletic, A., Fletcher, T., Wendelborn, A., 2004. A review of urban groundwater in Melbourne : considerations for WSUD., in : *WSUD 2004 : Cities as Catchments ; International Conference on Water Sensitive Urban Design*, Proceedings of Engineers Australia, p. 248.
- Newcomer, M.E., Hubbard, S.S., Fleckenstein, J.H., Maier, U., Schmidt, C., Thullner, M., Ulrich, C., Flipo, N., Rubin, Y., 2016. Simulating bioclogging effects on dynamic riverbed permeability and infiltration. *Water Resources Research* 52, 2883–2900. doi :10.1002/2015WR018351.
- Newcomer, M.E., Hubbard, S.S., Fleckenstein, J.H., Maier, U., Schmidt, C., Thullner, M., Ulrich, C., Flipo, N., Rubin, Y., 2018. Influence of hydrological perturbations and riverbed sediment characteristics on hyporheic zone respiration of CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences* 123, 902–922. doi :10.1002/2017JG004090.

- Négrel, P., Petelet-Giraud, E., 2005. Strontium isotopes as tracers of groundwater-induced floods : the Somme case study (France). *Journal of Hydrology* 305, 99 – 119. doi :<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.031>.
- Ohmer, M., Liesch, T., Goeppert, N., Goldscheider, N., 2017. On the optimal selection of interpolation methods for groundwater contouring : An example of propagation of uncertainty regarding inter-aquifer exchange. *Advances in Water Resources* 109, 121 – 132. doi :<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.08.016>.
- Osman, Y.Z., Bruen, M.P., 2002. Modelling stream–aquifer seepage in an alluvial aquifer : an improved loosing-stream package for modflow. *Journal of Hydrology* 264, 69 – 86. doi :[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00067-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00067-7).
- Peterson, D.M., Wilson, J.L., 1988. Variably saturated flow between streams and aquifers .
- Philip, G., Watson, D., 1986. Automatic interpolation methods for mapping piezometric surfaces. *Automatica* 22, 753 – 756. doi :[https://doi.org/10.1016/0005-1098\(86\)90016-6](https://doi.org/10.1016/0005-1098(86)90016-6).
- Pinault, J.L., Amraoui, N., Golaz, C., 2005. Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes. *Water Resources Research* 41, n/a–n/a. W05001.
- Pinder, G.F., Bredehoeft, J.D., Cooper Jr., H.H., 1969. Determination of Aquifer Diffusivity from Aquifer Response to Fluctuations in River Stage. *Water Resources Research* 5, 850–855. doi :10.1029/WR005i004p00850.
- Pinder, G.F., Sauer, S.P., 1971. Numerical Simulation of Flood Wave Modification Due to Bank Storage Effects. *Water Resources Research* 7, 63–70. doi :10.1029/WR007i001p00063.
- Pointet, T., Amraoui, N., Golaz, C., Mardhel, Vincent, Negrel, Philippe, Pennequin, Didier, Pinault, Jean-Louis, 2003. La contribution des eaux souterraines aux crues exceptionnelles de la Somme en 2001 Observations, hypothèses, modélisation. *La Houille Blanche* , 112–122doi :10.1051/lhb/2003120.
- Prickett, T.A., Lonquist, C.G., 1971. Selected digital computer techniques for groundwater resource evaluation. *Bulletin (Illinois State Water Survey)* no. 55 .
- Prunier-Leparmentier, A.M., 1988. Les problemes geologiques et geotechniques de la ville de Paris. Thèse de doctorat. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Dirigée par Arnould, Marcel.
- Pujades, E., López, A., Carrera, J., Vázquez-Suñé, E., Jurado, A., 2012. Barrier effect of underground structures on aquifers. *Engineering Geology* 145-146, 41 – 49. doi :10.1016/j.enggeo.2012.07.004.

- Renard, D., Bez, N., Desassis, N., Beucher, H., Ors, F., Freulon, X., 2001 - 2019. RGeostats : The Geostatistical R package [11.2.9]. Free download from : <http://cg.ensmp.fr/rgeostats>.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1, 318–333. doi :[10.1063/1.1745010](https://doi.org/10.1063/1.1745010).
- Rivist, M., Marcotte, D., Pasquier, P., 2008. Hydraulic head field estimation using kriging with an external drift : A way to consider conceptual model information. *Journal of Hydrology* 361, 349 – 361. doi :<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.08.006>.
- Rivière, A., Gonçalves, J., Jost, A., Font, M., 2014. Experimental and numerical assessment of transient stream-aquifer exchange during disconnection. *Journal of Hydrology* 517, 574 – 583. doi :<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.05.040>.
- Rotzoll, K., Fletcher, C.H., 2013. Assessment of groundwater inundation as a consequence of sea-level rise. *Nature Climate Change* 3, 477–481. doi :[10.1038/nclimate1725](https://doi.org/10.1038/nclimate1725).
- Rouhani, S., 1986. Comparative study of ground-water mapping techniques. *Groundwater* 24, 207–216. doi :[10.1111/j.1745-6584.1986.tb00996.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1986.tb00996.x).
- Rouhani, S., Myers, D.E., 1990. Problems in space-time kriging of geohydrological data. *Mathematical Geology* 22, 611–623. doi :[10.1007/BF00890508](https://doi.org/10.1007/BF00890508).
- Rudorff, C.M., Melack, J.M., Bates, P.D., 2014. Flooding dynamics on the lower amazon floodplain : 1. hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge. *Water Resources Research* 50, 619–634. doi :[10.1002/2013WR014091](https://doi.org/10.1002/2013WR014091).
- Sağır, Ç., Kurtuluş, B., 2017. Hydraulic head and groundwater 111cd content interpolations using empirical bayesian kriging (EBK) and geo-adaptive neuro-fuzzy inference system (geo-ANFIS). *Water SA* 43, 509–519. doi :<http://dx.doi.org/10.4314/wsa.v43i3.16>.
- Samine Montazem, A., Garambois, P.A., Calmant, S., Finaud-Guyot, P., Monnier, J., Medeiros Moreira, D., Minear, J.T., Biancamaria, S., 2019. Wavelet-based river segmentation using hydraulic control-preserving water surface elevation profile properties. *Geophysical Research Letters* 46, 6534–6543. doi :[10.1029/2019GL082986](https://doi.org/10.1029/2019GL082986).
- Schirmer, M., Leschik, S., Musolff, A., 2013. Current research in urban hydrogeology – a review. *Advances in Water Resources* 51, 280 – 291. doi :<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.06.015>. 35th Year Anniversary Issue.
- Schneider, S., 2008. Estimation of the unsaturated soil hydraulic properties from joint inversion of tension infiltrometer and electrical resistance measurements. Thèse de doctorat. Université Paris Sud - Paris XI.

- Setec Hydratec, 2002-2019. Hydrariv. Outil de simulation des systèmes fluviaux.
- Société du Grand Paris, 2019. BD SONGE - Interface de Saisie et de Gestion des Données de Sondages Géotechniques et Environnementaux .
- Soyer, R., 1953a. Carte géologique de la France à 1/50000, in : Feuille 183 Paris. Bureau des Recherches Géologiques et Minières Orléans.
- Soyer, R., 1953b. Géologie de Paris. Impr. nationale.
- Stonedahl, S.H., Harvey, J.W., Wörman, A., Salehin, M., Packman, A.I., 2010. A multiscale model for integrating hyporheic exchange from ripples to meanders. *Water Resources Research* 46.
- Sun, T., Meakin, P., Jossang, T., Schwarz, K., 1996. A simulation model for meandering rivers. *Water Resources Research* 32, 2937–2954.
- Sun, Y., Kang, S., Li, F., Zhang, L., 2009. Comparison of interpolation methods for depth to groundwater and its temporal and spatial variations in the minqin oasis of northwest china. *Environmental Modelling & Software* 24, 1163 – 1170. doi :<https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.03.009>.
- Tihonov, A.N., 1963. Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. *Soviet Math. Dokl* 4, 1035–1038.
- Toth, J., 1962. A theory of groundwater motion in small drainage basins in central alberta, canada. *Journal of Geophysical Research* 67, 4375–4388. doi :[10.1029/JZ067i011p04375](https://doi.org/10.1029/JZ067i011p04375).
- Tóth, J., 2002. József tóth : An autobiographical sketch. *Groundwater* 40, 320–324. doi :[10.1111/j.1745-6584.2002.tb02661.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02661.x), arXiv:<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02661.x>.
- Toubin, M., 2014. Améliorer la résilience urbaine par un diagnostic collaboratif : l'exemple des services urbains parisiens face à l'inondation. Ph.D. thesis. Paris 7. Sous la direction de Laganier, Richard et Serre, Damien - Dynamique des milieux et risques.
- Tsai, F.T.C., Li, X., 2007. Inverse groundwater modeling for hydraulic conductivity estimation using bayesian model averaging and variance window. *Water Resources Research* 44. doi :[10.1029/2007WR006576](https://doi.org/10.1029/2007WR006576).
- Ulbrich, U., Brücher, T., Fink, A.H., Leckebusch, G.C., Krüger, A., Pinto, J.G., 2003. The central European floods of August 2002 : Part 1 - Rainfall periods and flood development. *Weather* 58, 371–377.

- Upton, K.A., Jackson, C.R., 2011. Simulation of the spatio-temporal extent of groundwater flooding using statistical methods of hydrograph classification and lumped parameter models. *Hydrological Processes* 25, 1949–1963.
- Varouchakis, E.A., Hristopulos, D.T., 2013. Comparison of stochastic and deterministic methods for mapping groundwater level spatial variability in sparsely monitored basins. *Environmental Monitoring and Assessment* 185, 1–19. doi :10.1007/s10661-012-2527-y.
- Vaudelet, P., Schmutz, M., Pessel, M., Franceschi, M., Guérin, R., Atteia, O., Blondel, A., Ngomseu, C., Galaup, S., Rejiba, F., Bégassat, P., 2011. Mapping of contaminant plumes with geoelectrical methods. A case study in urban context. *Journal of Applied Geophysics* 75, 738 – 751. doi :<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.023>.
- Vázquez-Suné, E., Capino, B., Abarca, E., Carrera, J., 2007. Estimation of recharge from floods in disconnected stream-aquifer systems. *Ground Water* 45, 579–589. doi :10.1111/j.1745-6584.2007.00326.x.
- Vázquez-Suné, E., Sánchez-Vila, X., Carrera, J., 2005. Introductory review of specific factors influencing urban groundwater, an emerging branch of hydrogeology, with reference to barcelona, spain. *Hydrogeology Journal* 13, 522–533. doi :10.1007/s10040-004-0360-2.
- Ventura-Mostacchi, S., 2017. Inventaire des structures anthropiques en interaction avec les nappes superficielles dans Paris et la petite couronne. Master's thesis. École des Ingénieurs de la ville de Paris.
- Vicente-Serrano, S.M., Saz-Sánchez, M.A., Cuadrat, J.M., 2003. Comparative analysis of interpolation methods in the middle ebro valley (spain) : application to annual precipitation and temperature. *Climate research* 24, 161–180.
- Wang, S., 2019. Simulation du métabolisme de la Seine par assimilation de données en continu. Thèse de doctorat. Mines ParisTech, PSL Research University.
- Wang, W., Li, J., Feng, X., Chen, X., Yao, K., 2011. Evolution of stream-aquifer hydrologic connectedness during pumping - experiment. *Journal of Hydrology* 402, 401 – 414. doi :<https://doi.org/10.1016/j.jhydro1.2011.03.033>.
- Wilkinson, B., 1985. Rising groundwater levels in London and possible effects on engineering structures, in : *Proceedings of the 18th Congress of the IAH, Cambridge*, pp. 145–157.
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., Alley, W.M., 1998. Ground water and surface water ; a single resource. Technical Report. US Geological Survey,.

- Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions : Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38, 423–429.
- Xian, Y., Jin, M., Zhan, H., Liu, Y., 2019. Reactive transport of nutrients and bioclogging during dynamic disconnection process of stream and groundwater. *Water Resources Research* 55, 3882–3903. doi :10.1029/2019WR024826.
- Zéglil, Z., 2011. Etude des nappes sous Paris et sa proche banlieue : Evaluation de l'activité humaine. Master's thesis. Université Pierre et Marie Curie.
- Zhang, X., Guan, T., Zhou, J., Cai, W., Gao, N., Du, H., Jiang, L., Lai, L., Zheng, Y., 2018. Groundwater depth and soil properties are associated with variation in vegetation of a desert riparian ecosystem in an arid area of china. *Forests* 9. doi :10.3390/f9010034.



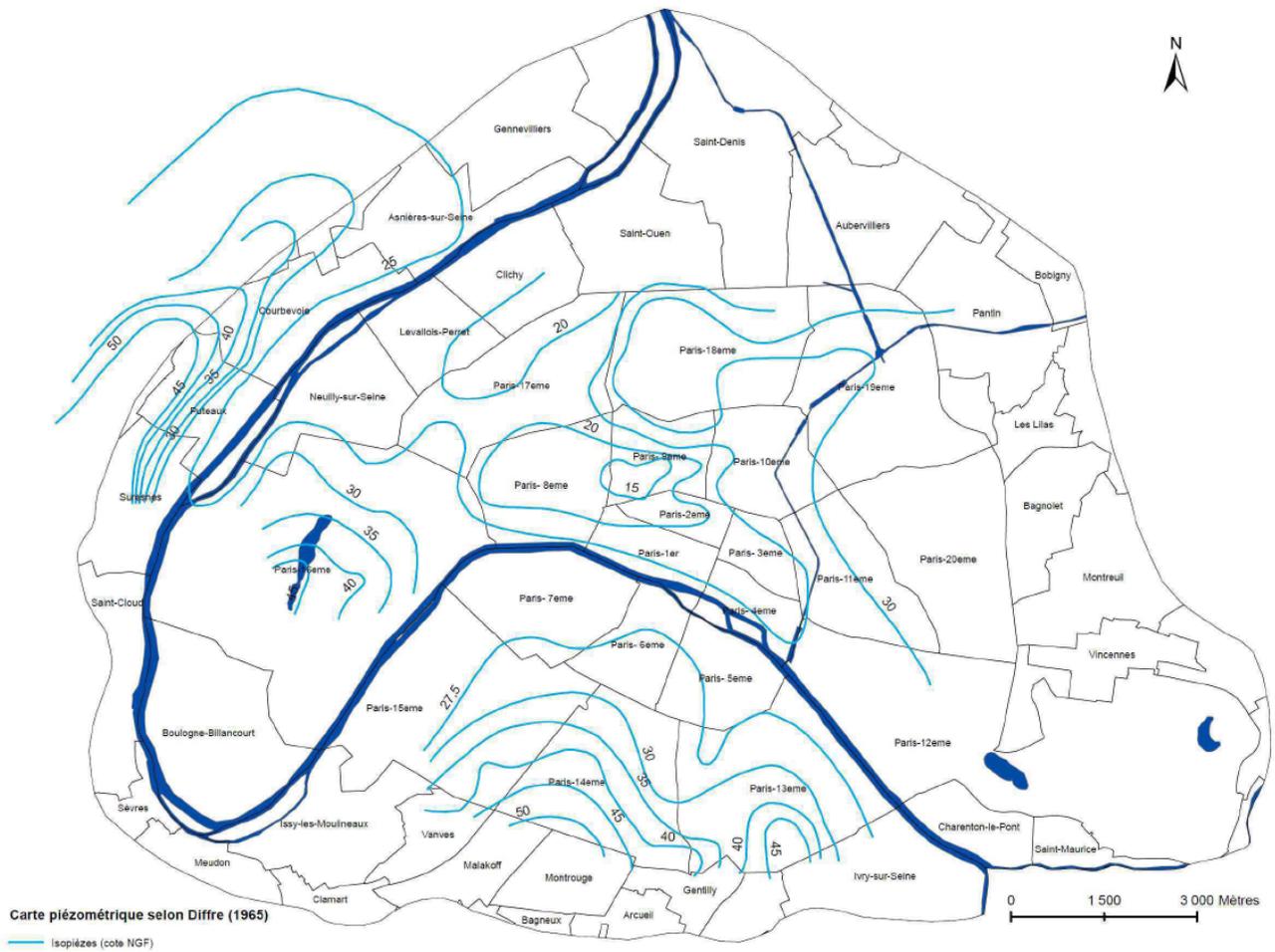


FIGURE 9.2 – Carte piézométrique de la nappe phréatique (1965) en période de basses eaux dressée par Diffre (1969) d'après Lamé (2013)

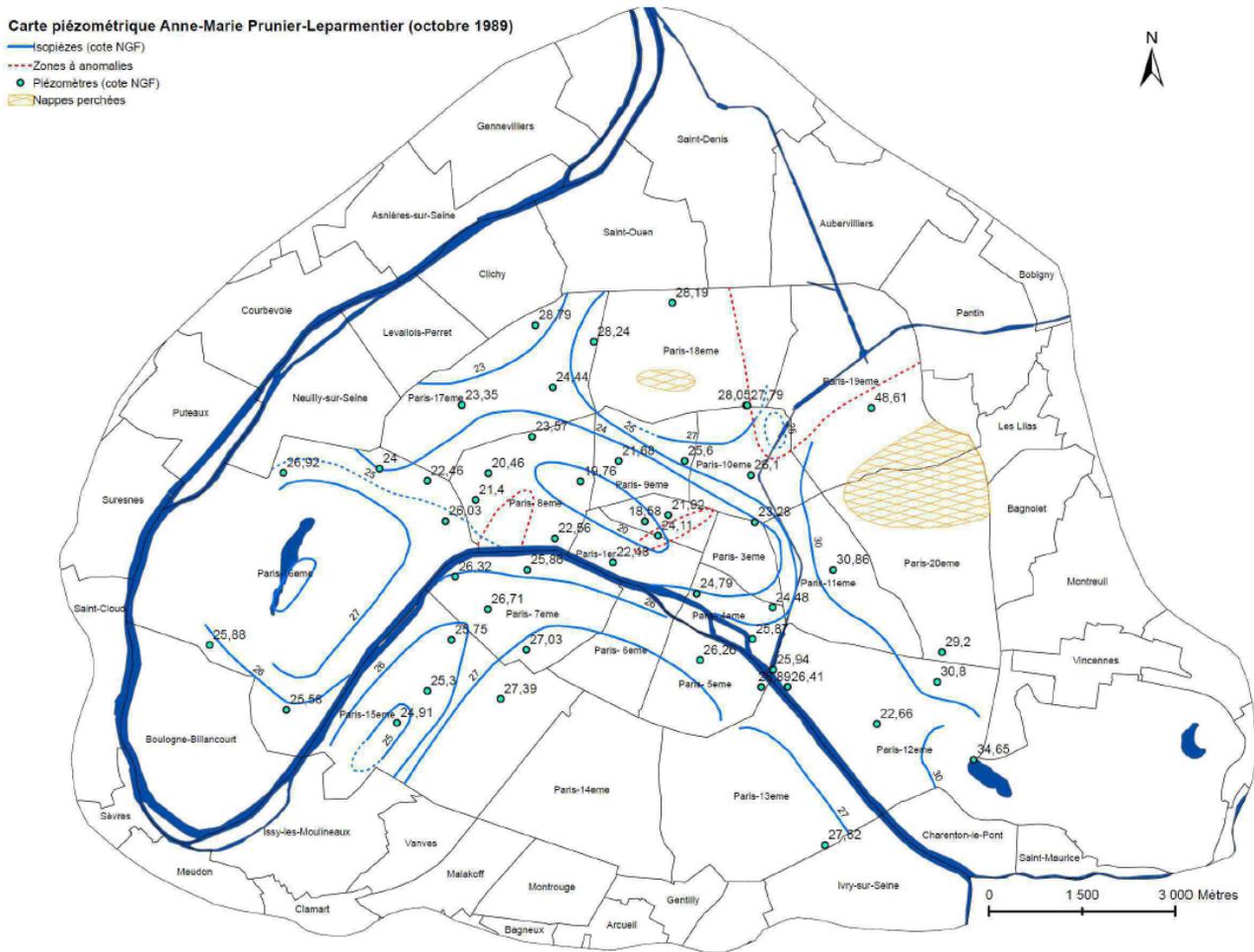


FIGURE 9.3 – Carte piézométrique de la nappe phréatique (1989) en période de basses eaux dressée par Prunier-Leparmentier 1990, d’après Lamé (2013)

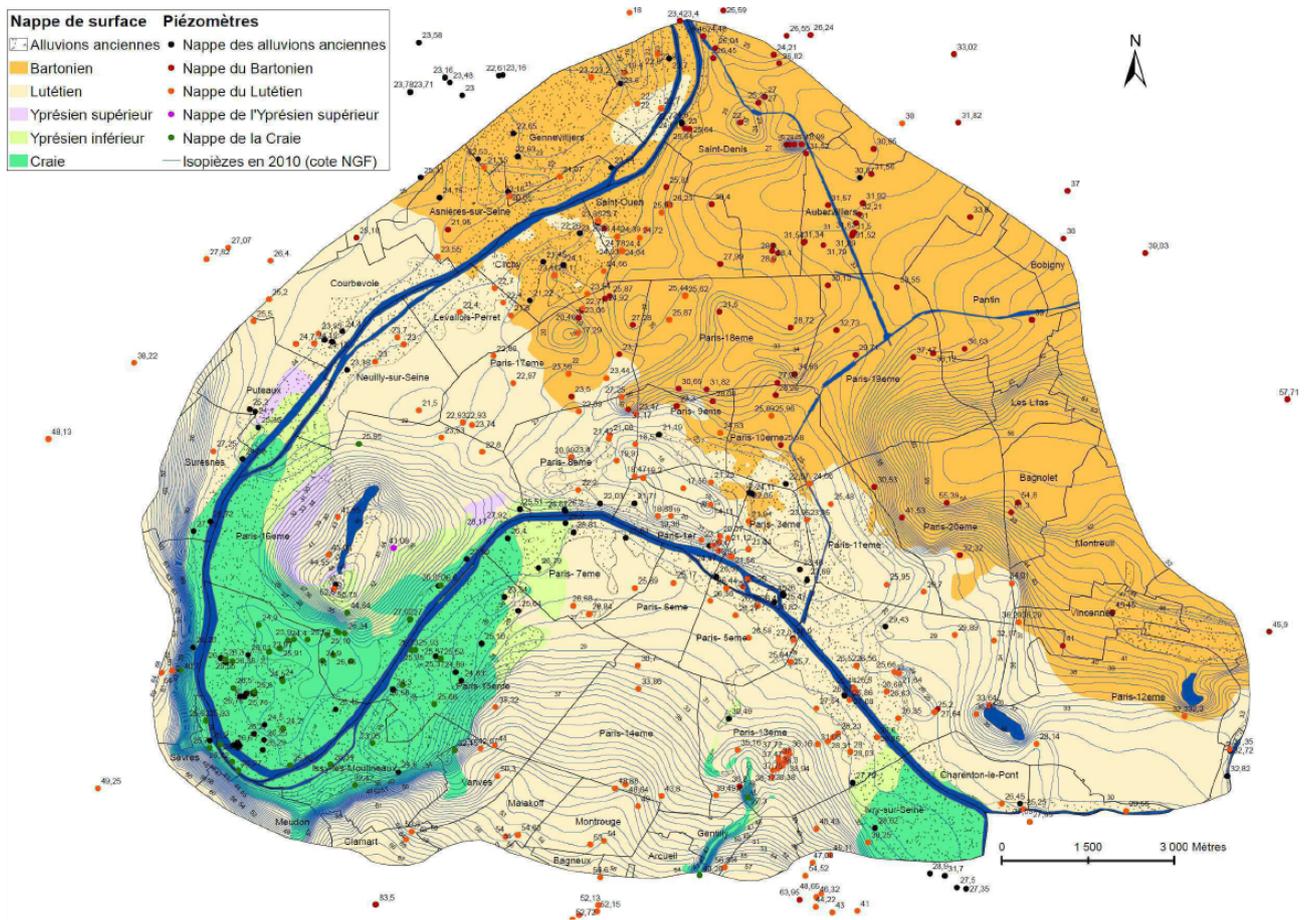
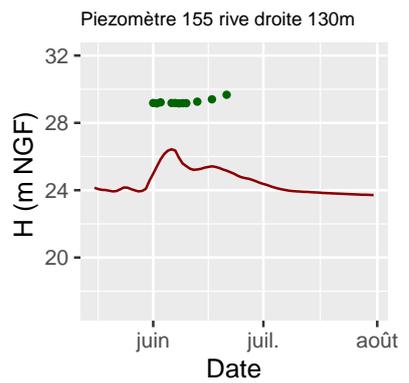
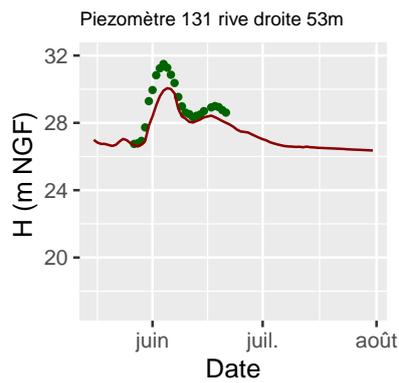
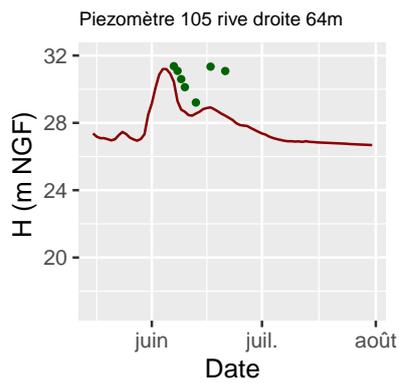
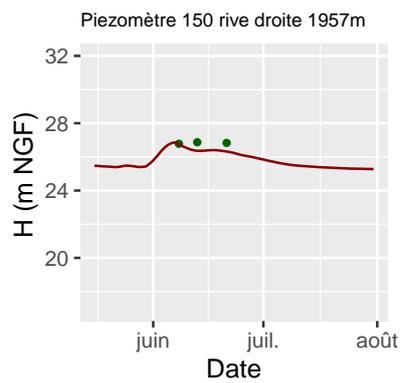
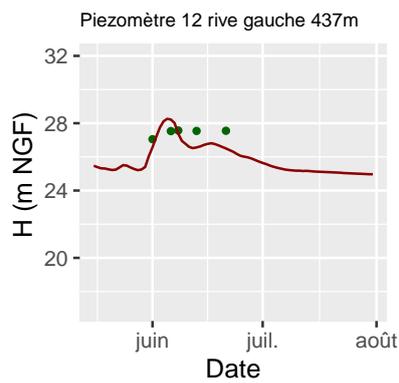
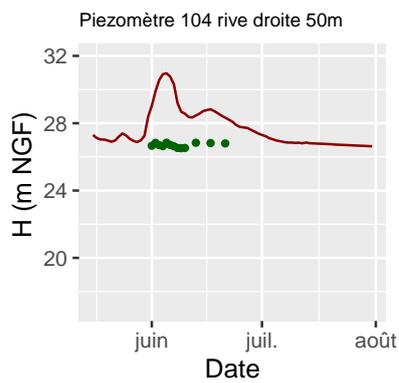
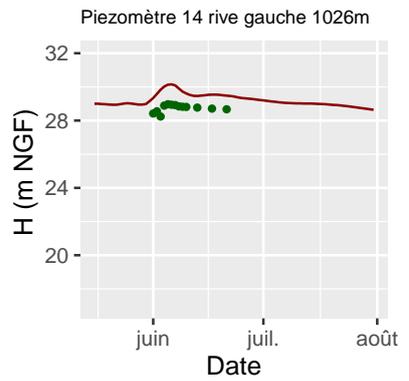
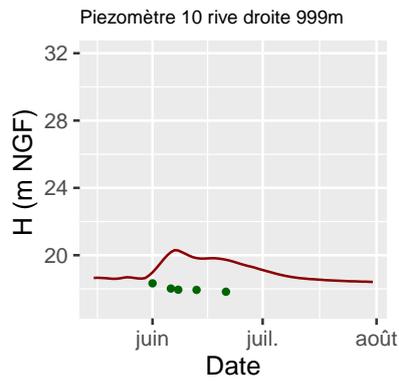
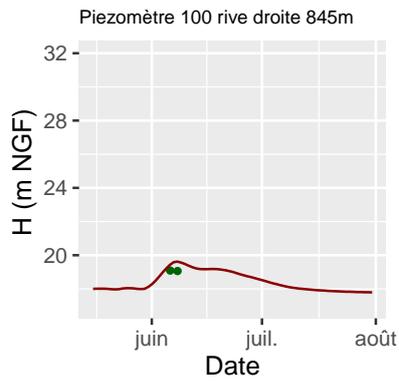
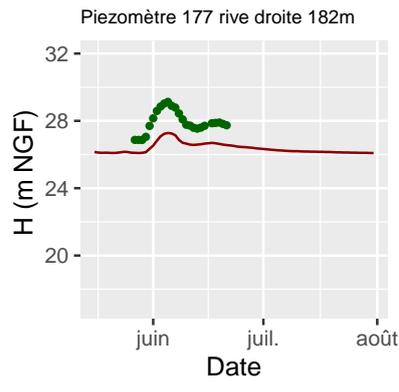
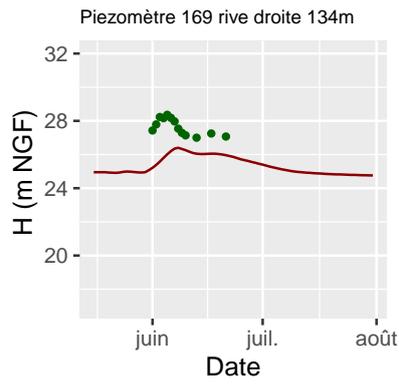
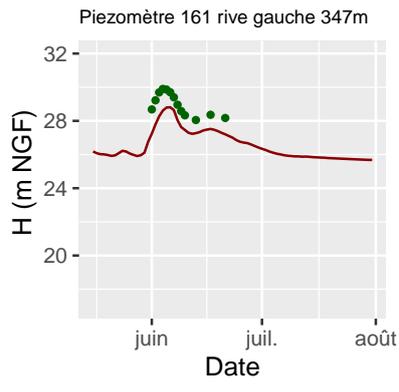
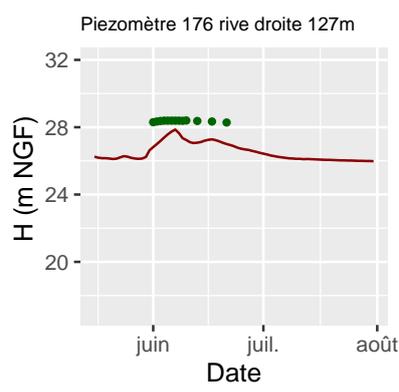
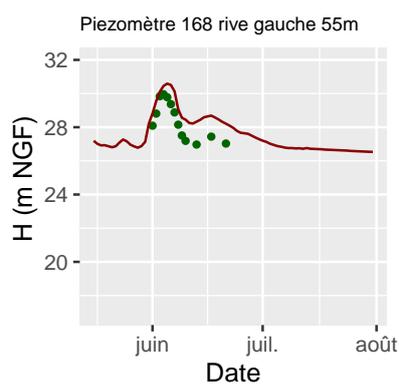
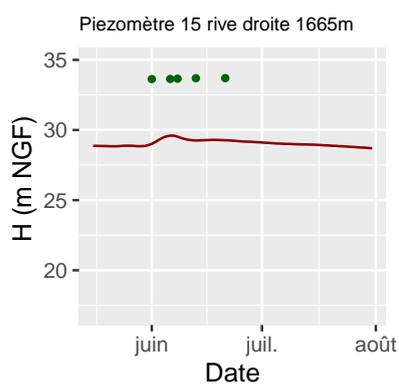
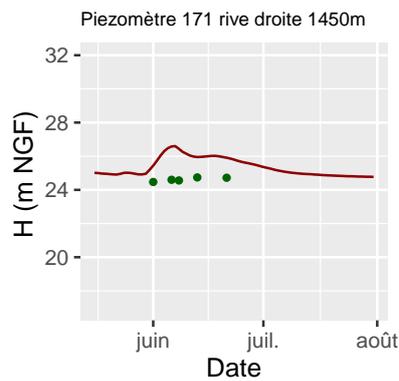
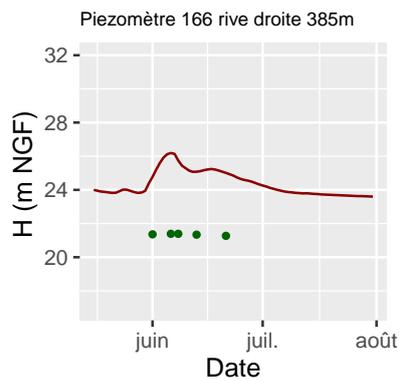
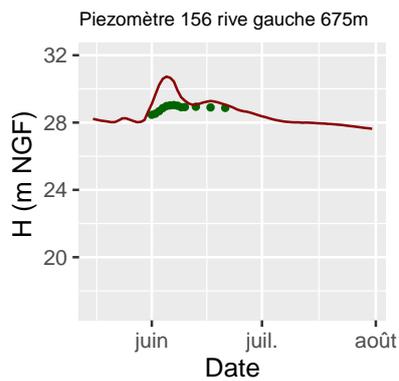
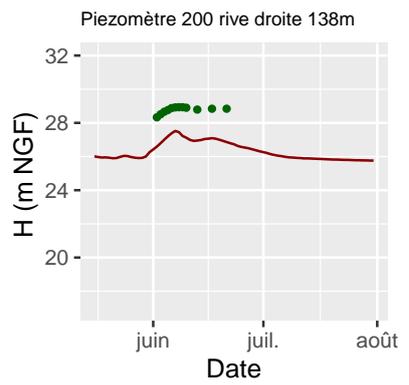
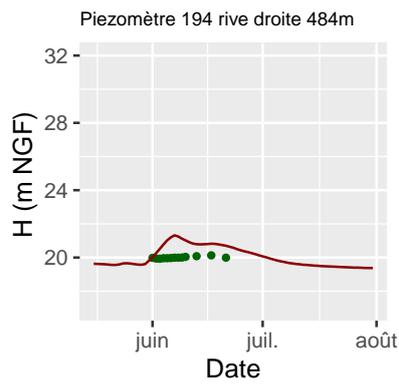
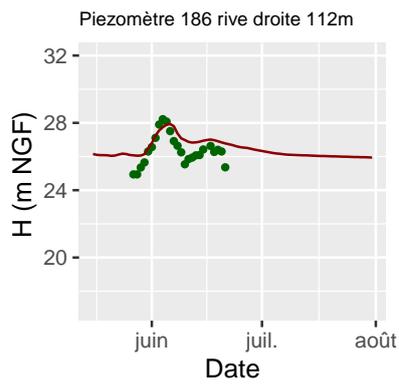
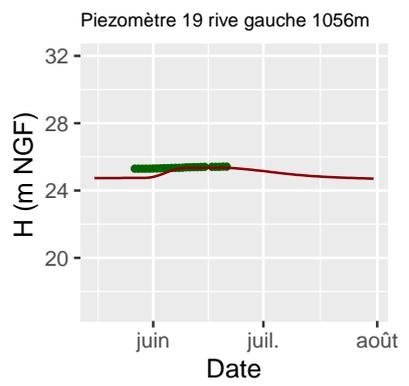
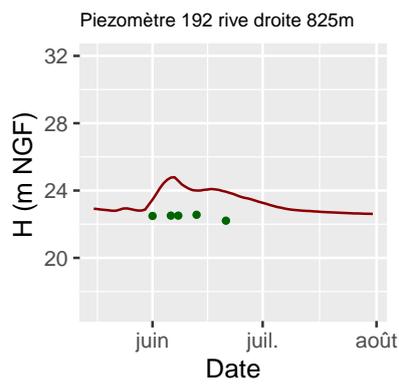
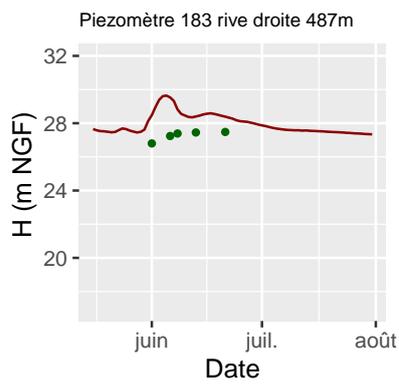
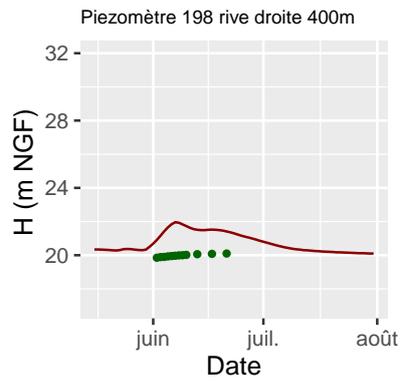
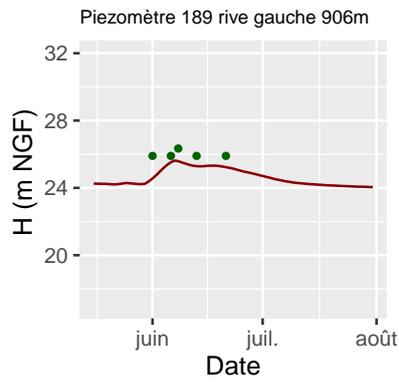
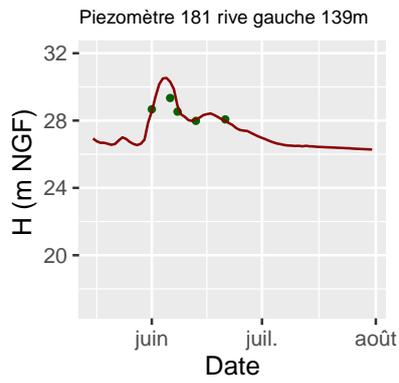


FIGURE 9.4 – Carte piézométrique de la nappe phréatique en octobre 2010 dressée par Lamé (2013) et Zégilil (2011)

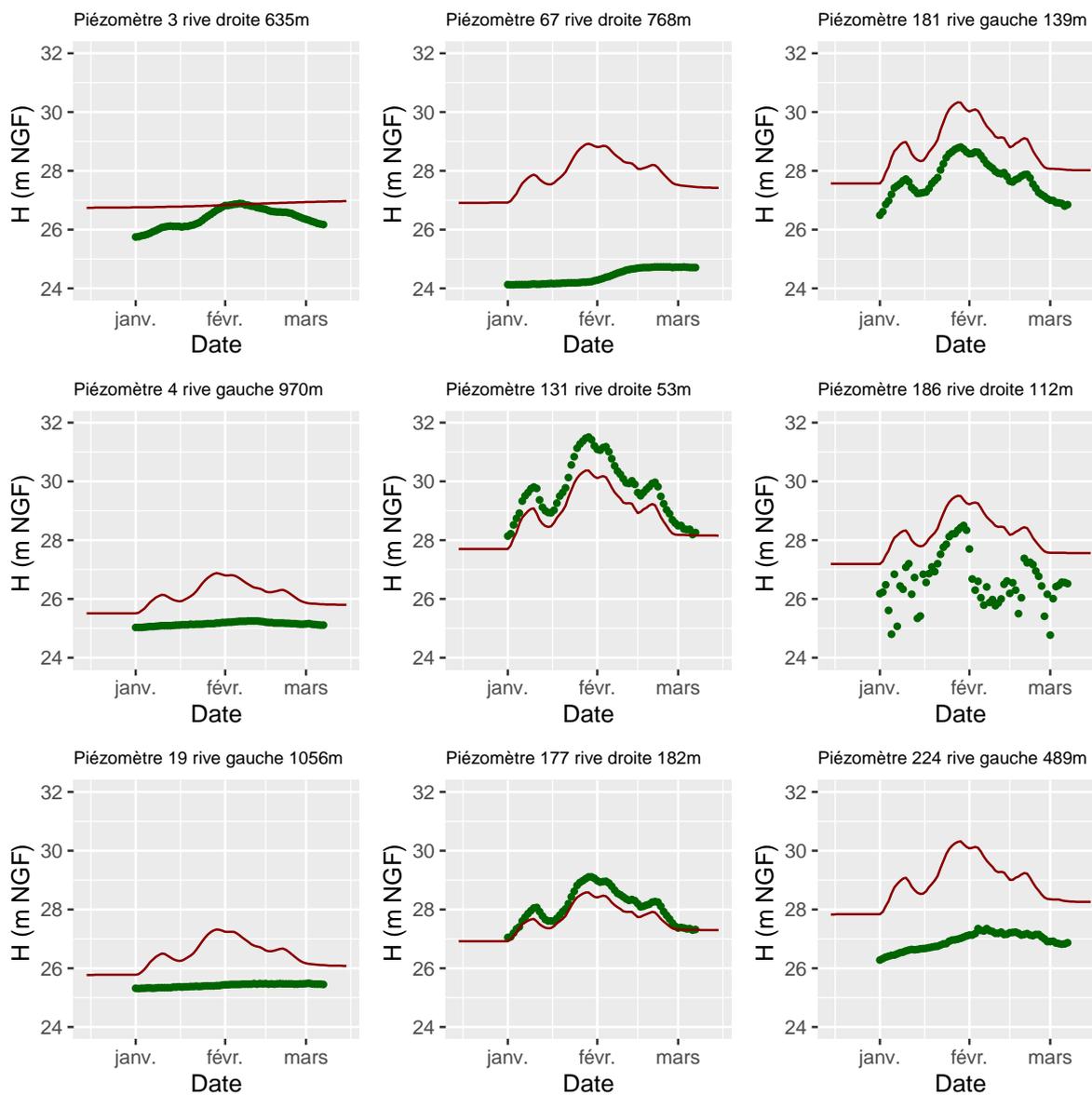
## Résultats de calibration du modèle hydrogéologique







## Validation de la calibration du modèle hydrogéologique



## Piézométrie Instantanée des scénarios de crue

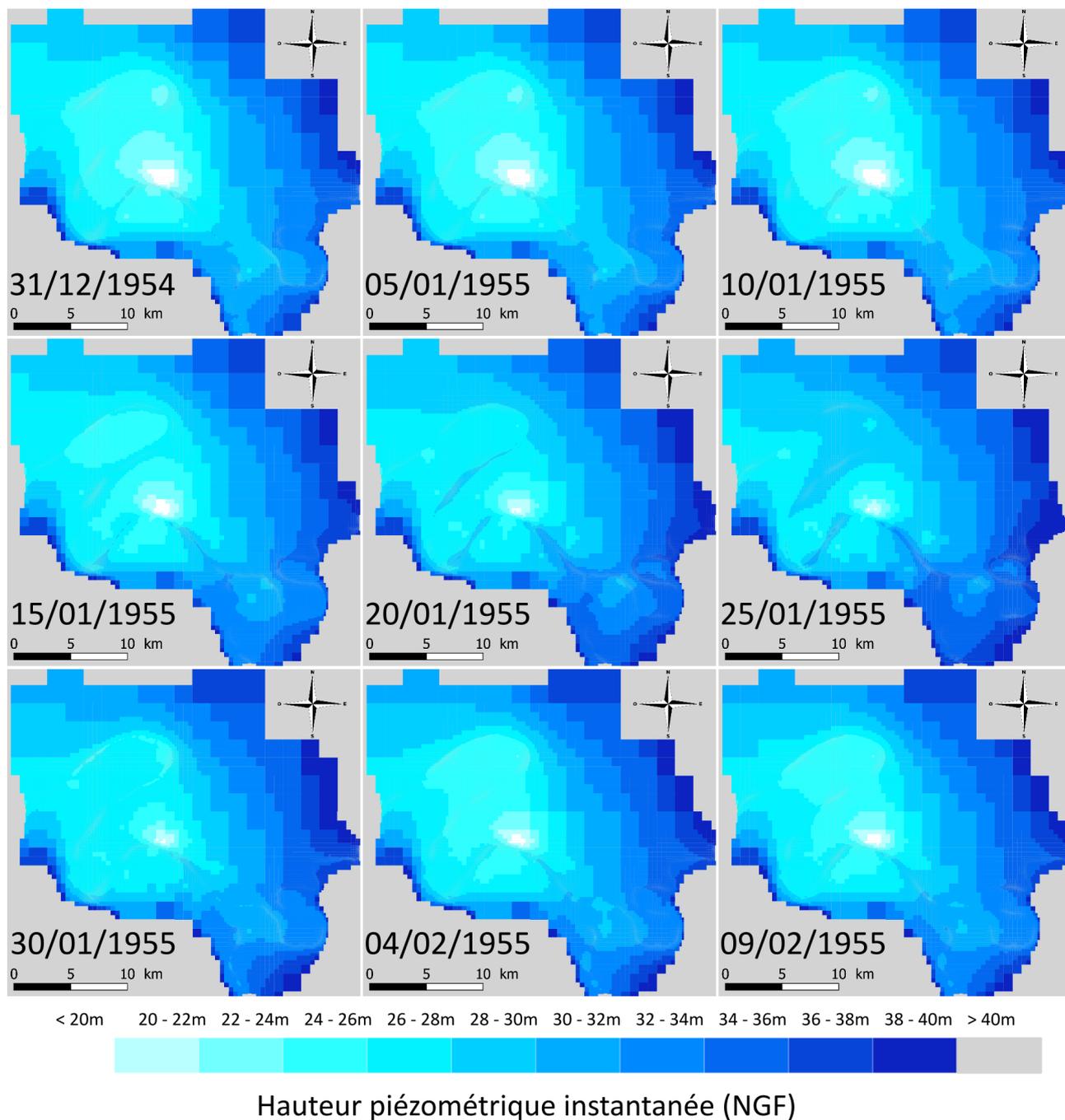
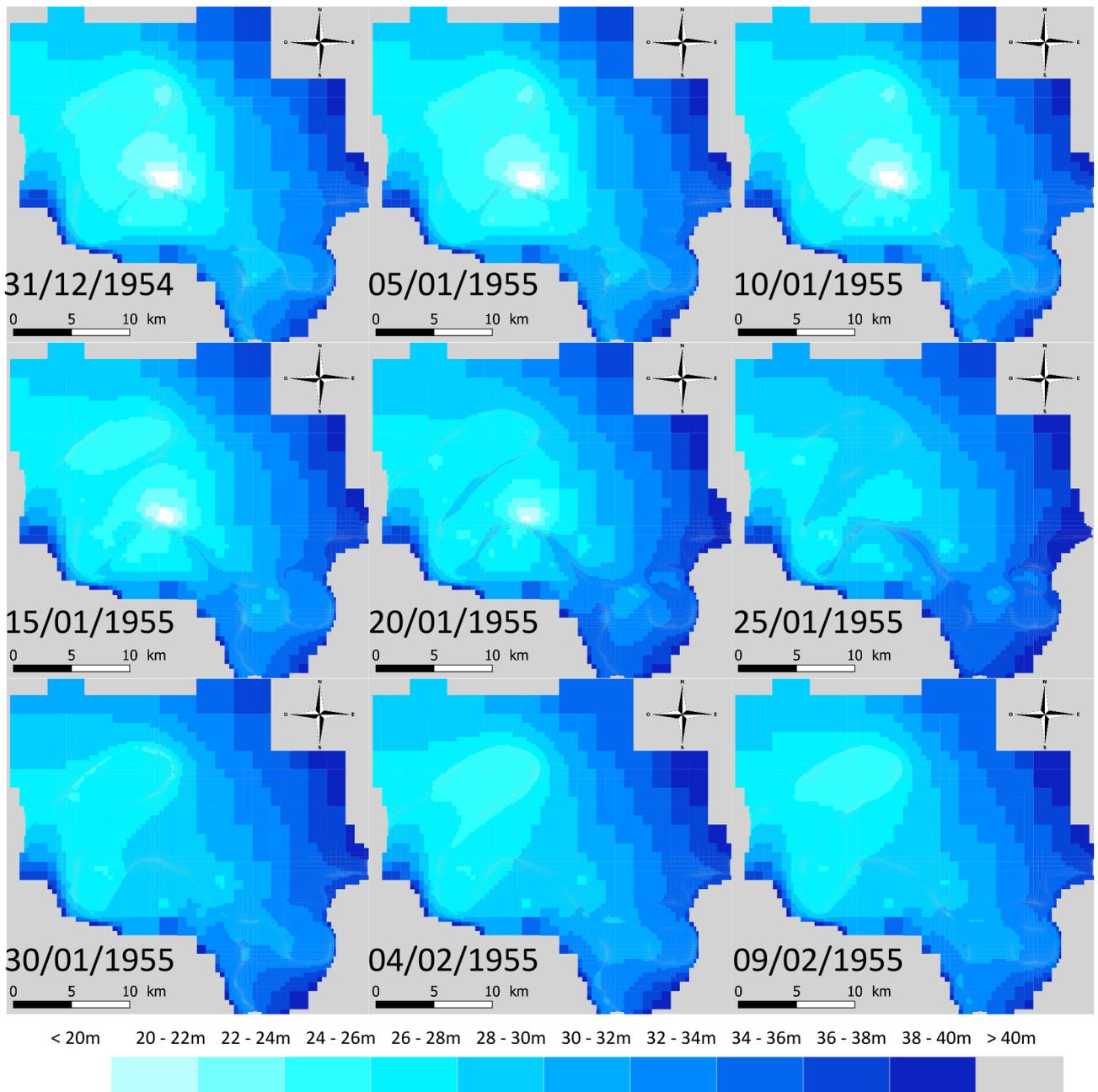
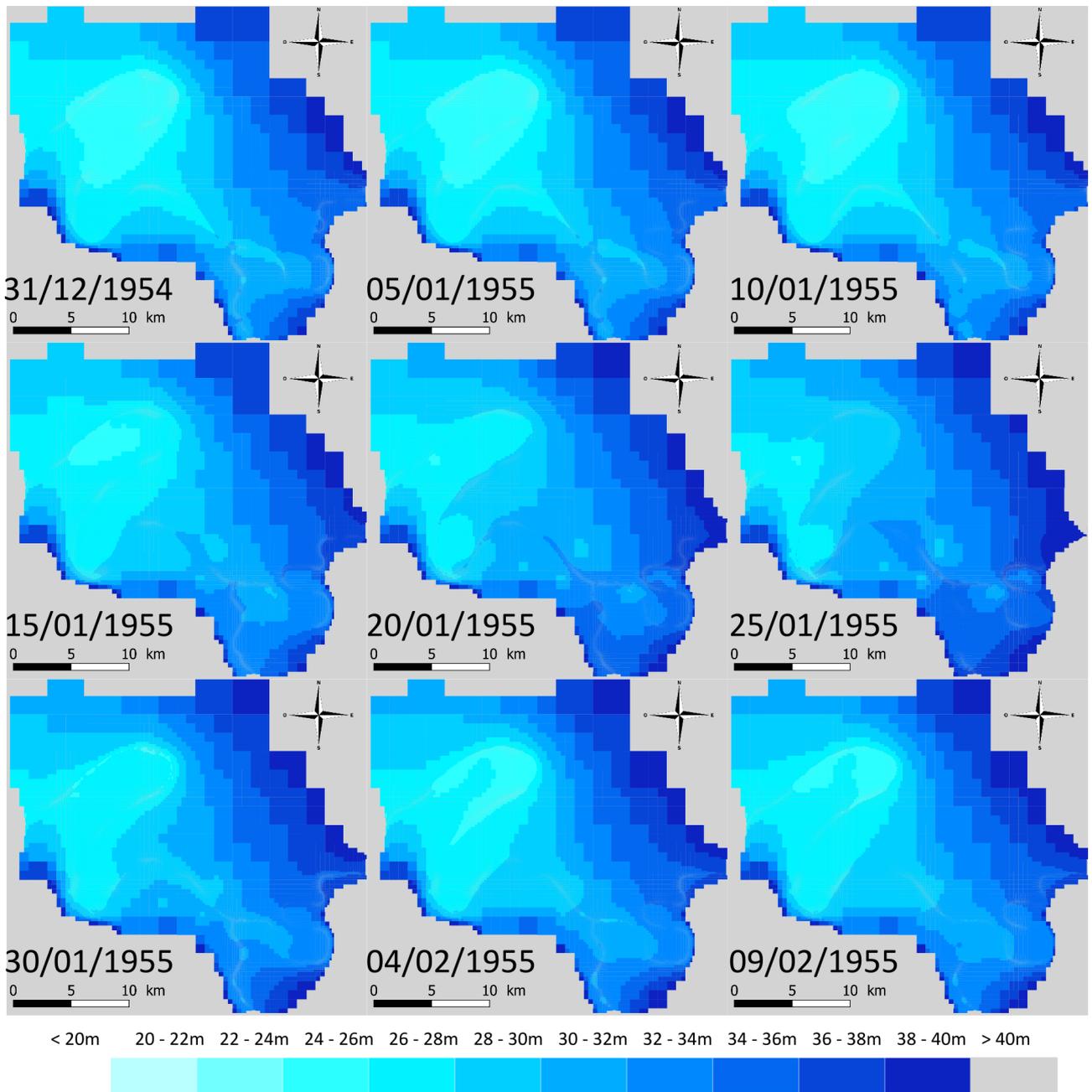


FIGURE 9.5 – Résultats de modélisation du scénario de crue de 1955 avec pompages permanents



Hauteur piézométrique instantanée (NGF)

FIGURE 9.6 – Résultats de modélisation du scénario de crue de 1955 avec arrêt des pompages



Hauteur piézométrique instantanée (NGF)

FIGURE 9.7 – Résultats de modélisation du scénario de crue de 1955 sans pompes

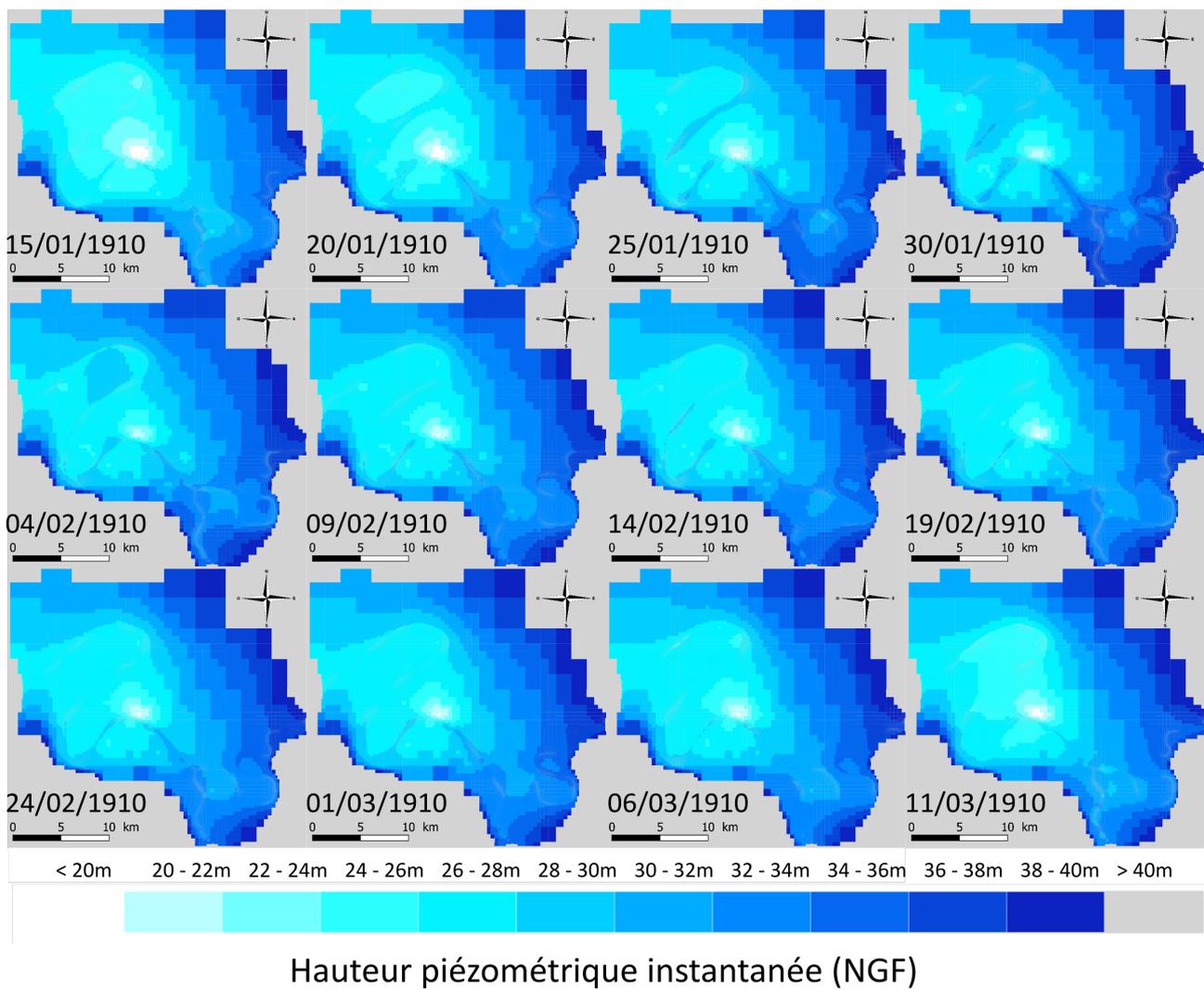


FIGURE 9.8 – Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.0) avec pompages permanents

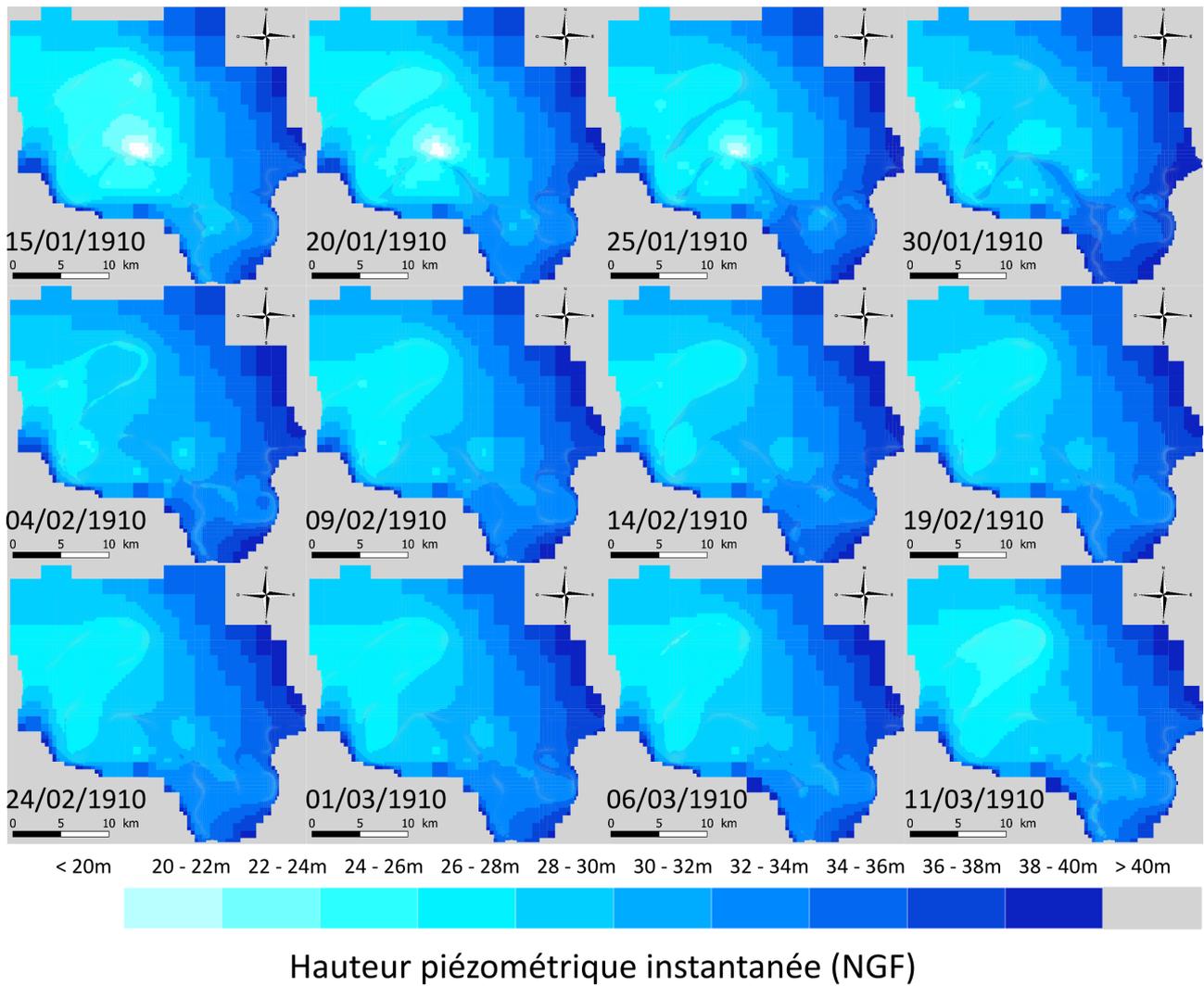


FIGURE 9.9 – Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.0) avec arrêt des pompages

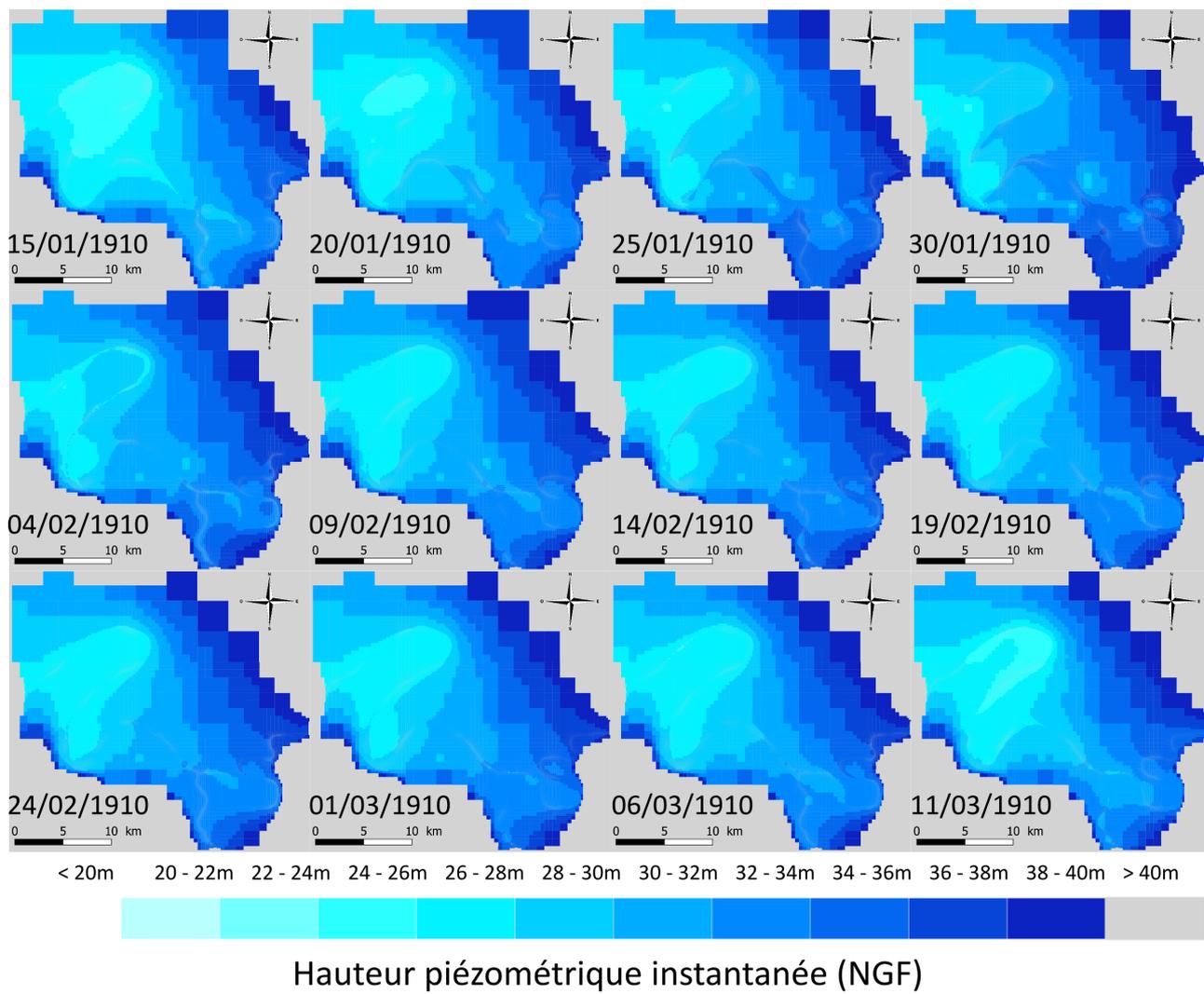


FIGURE 9.10 – Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.0) sans pompages

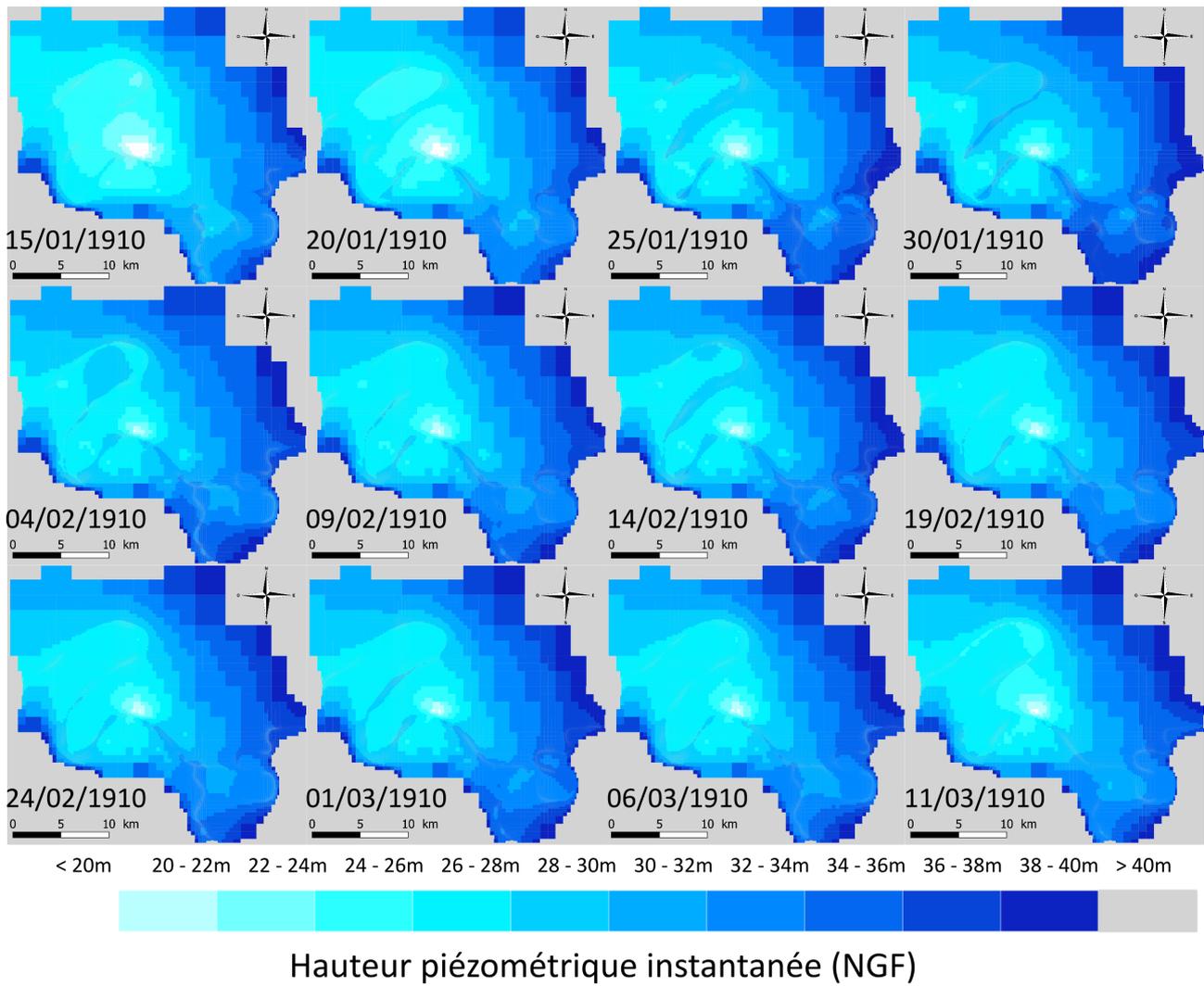


FIGURE 9.11 – Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.15) avec pompages permanents

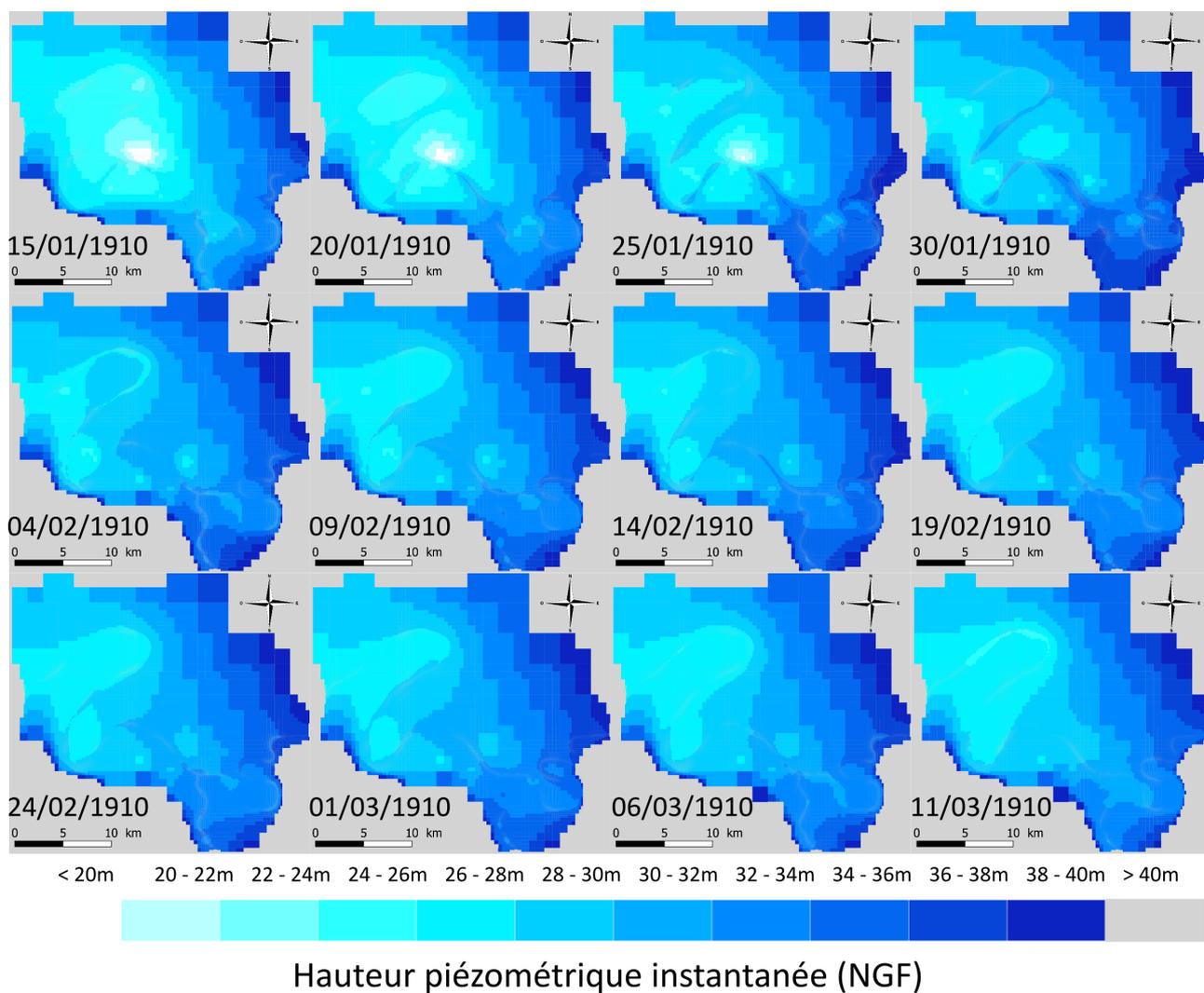


FIGURE 9.12 – Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.15) avec arrêt des pompages

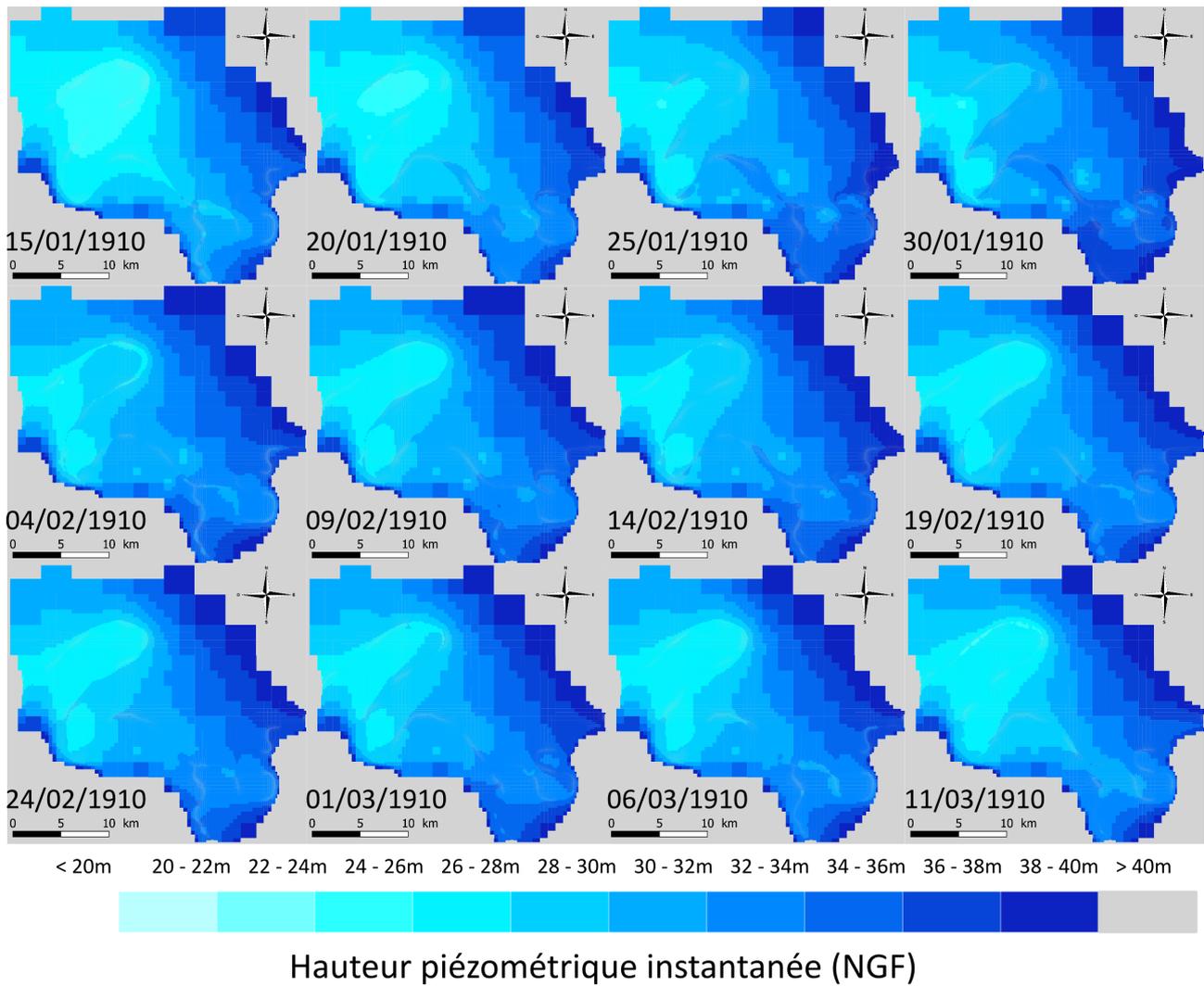


FIGURE 9.13 – Résultats de modélisation du scénario de crue de 1910 (R1.15) sans pompages





## RÉSUMÉ

---

La gestion du risque inondation lors des crues de la Seine et de la Marne constitue un enjeu majeur en agglomération parisienne du fait de l'importante densité de population et de la vulnérabilité des infrastructures stratégiques qui s'y trouvent. Le phénomène de remontée de nappe accompagne les épisodes de crue via le transfert des eaux de surfaces vers les eaux souterraines. Le contexte hydrogéologique est fortement affecté par la régulation des niveaux d'eau de nappe et de rivière, par le caractère hétérogène du milieu géologique, et par la présence de structures souterraines (caves, parking, métro).

Cette étude décrit le fonctionnement de l'aquifère de surface de Paris et de la petite couronne selon deux grands axes de recherche : (1) les observations piézométriques sont analysées à l'aide d'outils géostatistiques afin de produire une série de cartes piézométriques intégrant le statut de connexion nappe-rivière. La surface piézométrique est ainsi spatialisée en fonction du régime hydrologique (crue/hors crue). (2) La modélisation hydrogéologique de Paris et de la petite couronne. Le modèle hydrogéologique, construit à partir de plusieurs bases de données géologiques (IGC, SGP, BRGM), est exploité pour caractériser le risque inondation par remontées de nappes.

## MOTS CLÉS

---

Hydrogéologie urbaine, plaine alluviale, crue, interface nappe-rivière, risque inondation, modélisation

## ABSTRACT

---

The Paris urban area is a densely populated city where strategic infrastructures and population are subject to the flooding risk during Seine and Marne Rivers flood events. The groundwater rising process is associated with flood event through the draining of streamwater toward the aquifer. The hydrogeological environment into an urban context is strongly affected by the anthropic activities like permanent pumping and underground structures occurrence (basements, subway, etc. . . ).

This study is based on two different approaches to describe the superficial aquifer of Paris urban area: (1) the water table mapping using geostatistical tools helps to determine the streamwater-groundwater connection status, and to describe the hydrogeological functioning of the studied area. (2) The modelling of groundwater during flood events allows for the understanding of the risk from groundwater flooding.

## KEYWORDS

---

Urban hydrogeology, alluvial plain, flood events, stream-aquifer interface, flooding risk, modelling